



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000**

FANTINO

(6173-III)

Santo Domingo, R.D. Enero 2007/ Diciembre 2010

La presente Hoja y Memoria forman parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN II de soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPESA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. Octavio Apalategui Isasa (INYPESA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Octavio Apalategui Isasa (INYPESA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPESA)
- Dr. Manuel Abad de Los Santos (INYPESA)
- Dr. Juan Carlos Braga - Fms. Arrecifales del Neógeno y Cuaternario - (Universidad de Granada)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso Zarza (Universidad Complutense de Madrid)
- M. J. Fernandez (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. Octavio Apalategui Isasa (INYPESA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. Janet Gabites (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter. Director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del proyecto SYSMIN

EXPERTO A CORTO PLAZO PARA LA ASESORÍA EN LA SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Dr. Andrés Pérez-Estaún (Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Andrés Pérez-Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de calidad del mismo.

Se pone en conocimiento del lector que en el Servicio Geológico Nacional existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

En el Proyecto se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja:

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto L. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto: Cordillera Central, sector NE
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Fantino (6173 III) se localiza a unos 60-80 kms al NNO de la capital Santo Domingo. En ella están representados cuatro dominios geológicos: la Cordillera Central, el Cinturón Intermedio, la Cordillera Oriental y la Planicie o Llanura de la cuenca del Cibao. Los materiales mejor representados dentro de la presente Hoja, son los del Cinturón Intermedio, y los de la Cordillera Oriental, que se localizan en la parte central y oriental de la misma.

Los materiales más antiguos que afloran en la presente Hoja, son las peridotitas de Loma Caribe, del Cinturón Intermedio, que convencionalmente se atribuyen al Jurásico Superior. Por orden cronológico les sigue el Complejo plutónico-volcánico de Loma La Monja de edad igualmente Jurásico Superior, que con los anteriores forman parte de una secuencia ofiolítica incompleta. Sobre los anteriores reposan en la Cordillera Central, primero los metabasaltos del Complejo Duarte de edad Cretácico Inferior, que se asocian al desarrollo de una meseta oceánica de esa edad, y sobre ellos las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Tireo, de edad Cretácico Superior, relacionadas con un proceso de subducción.

Los materiales más antiguos datados en la Cordillera Oriental, corresponden a la Fm Los Ranchos del Cretácico Inferior, de naturaleza eminentemente volcánica, con episodios volcanosedimentarios subordinados. Por correlación con ésta, también se atribuye al Cretácico Inferior una unidad metamórfica, de origen volcanogénico, perteneciente al Cinturón Intermedio, constituida por los Esquistos de Amina-Maimón (esquistos máficos y félsicos) los cuales se suponen relacionadas con el desarrollo de un arco de islas primitivo. En la Cordillera Oriental, el Cretácico Superior está representado por la Fm La Laguna-Las Guayabas, que constituye a escala regional una potente sucesión de areniscas, limolitas y lutitas carbonatadas (con intervalos de lavas, tobos y brechas piroclásticas), depositadas en un ambiente turbidítico, probablemente en el contexto de una cuenca delantera de arco.

En la presente Hoja, los materiales paleógenos, afloran solo en la Cordillera Oriental, reposan en discordancia sobre los cretácicos, y se asocian a un régimen tranpresivo que condicionó una sedimentación en cuencas aisladas resultando formaciones de distribución discontinua y facies particulares. Se han distinguido tres formaciones, que de muro a techo son: 1) Fm Don Juan, 2) Fm Loma Caballero, y 3) calizas de la Guácara; la primera está formada por conglomerados de matriz arenosa, la segunda es una sucesión detrítica inmadura con pasadas de volcanitas, y la tercera un paquete de calizas masivas arrecifales con niveles de sílex e intercalaciones de limonitas.

En el borde sur de la Hoja, se ha cartografiado un pequeño cuerpo intrusivo de composición gábrica, que es la terminación de un *stock* diorítico que se extiende por la vecina Hoja de Bonao (6172 IV). En la hoja de Fantino estos materiales intruyen en la Fm. Las Lagunas-La Guayabas, si bien en Hojas vecinas encajan en materiales Paleógenos, por lo que se les atribuye una edad Eoceno.

Los materiales que conforman el relleno más somero de la cuenca del Cibao, son en su mayoría depósitos aluviales del Pleistoceno y Holoceno, junto a coluviones y conos de deyección recientes.

La disposición cartográfica de las unidades, sobre todo la del Cinturón Intermedio, en bandas de dirección NO-SE limitadas por fallas subverticales con movimiento en dirección izquierdo (en conjunto, estas fallas se asimilan a la zona de falla de La Española) se relaciona con un proceso transpresivo (post-Eoceno) que provoca el reapretamiento de las estructuras previas, el plegamiento de los materiales Paleógenos, así como la mencionada red de fallas de desgarres.

ABSTRACT

The 1:50,000 sheet of Fantino (6272-III) is located 60 to 80 km NNW of the capital, Santo Domingo. Four geological ranges are represented on this sheet: the Cordillera Central, the Cinturón Intermedio (Median Belt), the Cordillera Oriental and the Llanura del Valle del Cibao (Plain of the Cibao Valley).

Apart from the Loma Caribe peridotite of the Median Belt, which is conventionally considered to be of Upper Jurassic age, the oldest materials of the Cordillera Central, are the volcano-plutonic assemblage of the Loma La Monja, and both units have an ophiolitic character. This Jurassic oceanic substratum, is overlaid by an oceanic plateau event, represented by the Lower Cretaceous basalts of the Duarte Complex. The top of the sequence is represented by the volcanic and volcanoclastic rocks of the Tireo Group, related to subduction processes occurred during the Late Cretaceous.

The oldest dated materials of the Cordillera Oriental, belong to the volcanic (with minor volcanosedimentary intervals) Los Ranchos Fm of Lower Cretaceous age. By correlation to this formation, a metamorphic unit of volcanic origin (Fm Amina-Maimón) outcropping in the Median Belt, is also considered of Lower Cretaceous age. Both formations are presumed to be related with the development of a primitive island arc.

In the Cordillera Oriental, the Upper Cretaceous is represented by the Las Lagunas-Las Guayabas Fm, which consists on a thick succession of sandstones, siltstones and shales (with frequent intervals of tuffs and pyroclastic breccias) deposited in a turbiditic environment, probably in a forearc basin context.

During the Palaeogene, the dominant transpressive regime controlled the opening of isolated basins where cartographically discontinuous formations (with particular facies) were deposited, among them, those represented in this sheet: 1) the Don Juan; 2) the Loma Caballero and 3) La Guácara limestone Fms. The Don Juan Fm is formed by typical conglomerates, it is followed upwards by the Loma Caballero Fm, which is mainly a clastic, immature, succession with pyroclastic, volcanic, and limestone intervals. The top of the Paleogene succession is represented by the massive reefal limestones with interbedded cherts of La Guacara Fm

In the southern edge of the sheet a small gabbroic stock has been mapped as the termination of a larger dioritic intrusive body better outcropping in the Bonao sheet. In the Fantino sheet this small stock intrudes into the Las Lagunas-La Guayabas Fm but in surrounding territories it also does into Paleogene formations and then and Eocene age has been attributed.

The recent most and outcropping infill of the Cibao basin are mostly alluvial deposits of Pleistocene and Holocene age, together with subactual colluvial deposits and dejection cones

The structural arrangement of the units, especially in the Median Belt, in NW-SE oriented bands limited by subvertical strike-slip faults belonging to the La Hispaniola Fault zone, is related to Paleogene-Neogene to recent strike-slip (transpressive) tectonics. The internal deformation and metamorphism that characterises some of the units of this belt is still a matter of discussion.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Metodología.....	1
1.2. Situación geográfica.....	4
1.3. Marco Geológico.....	6
1.4. Antecedentes.....	9
2. ESTRATIGRAFIA.....	12
2.1. Jurásico	13
<u>2.1.1. Jurásico Superior.....</u>	<u>13</u>
2.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe (1). Peridotitas (harzburgitas y dunitas) serpentinizadas. Jurásico Superior (J ₂).....	13
2.1.1.2. Asociación Loma La Monja. Pizarras y chert (6) con intercalaciones de volcanitas básicas (7). Jurásico Superior (J ₂).	15
2.2. Cretácico.....	17
<u>2.2.1. Cretácico Inferior</u>	<u>17</u>
2.2.1.1. Fm Los Ranchos. Tobas y epiclastitas (8) con intercalaciones de riocitas (9) y basaltos (10). Cretácico Inferior (K ₁).	17
2.2.1.2. Esquistos de Amina-Maimón. Esquistos verdes (11), lavas riolíticas miloníticas (12), metarriolitas (13), riocitas miloníticas (14), esquistos máficos y félsicos bandeados (15). Cretácico Inferior (K ₁).....	21
2.2.1.3. Complejo Duarte. Metabasaltos (17). Cretácico Inferior (K ₁).....	24
2.2.1.4. Fm Calizas del Hatillo. Calizas recifales (16). Aptiano-Albiano (K ₁ ⁵ -K ₁ ⁶).....	26
<u>2.2.2 Cretácico Superior.....</u>	<u>29</u>

2.2.2.1 Fm Constanza. Brechas líticas (18) con intercalaciones de pizarras (19) y basaltos (20). Albiano-Cenomaniano (K_1^6 - K_2^1).....	29
2.2.2.2. Fm Las Lagunas-Las Guayabas. Areniscas y limolitas (21). Cenomaniano-Maastrichiano (K_2^1 - K_2^6).....	31
2.3. Paleógeno	34
<u>2.3.1. Eoceno</u>	<u>34</u>
2.3.1.1. Fm Don Juan. Conglomerados poligénicos de matriz arenosa (22). Paleoceno (P_1).	34
2.3.1.2. Fm. Loma Caballero. Grauvacas y microconglomerados (23) con niveles de calizas micríticas (24) y tobas andesíticas. (25). Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (P_1^3 - P_2^1).....	37
2.3.1.3. Calizas de la Guacara. Calizas masivas karstificadas (26). Eoceno Medio-Superior (P_2^2 - P_2^3).	38
2.4. Cuaternario.....	40
<u>2.4.1. Abanicos aluviales antiguos. Arenas feldespáticas y gravas cuarzosas. (27) Pleistoceno (Q_1-Q_3).....</u>	<u>41</u>
<u>2.4.2. Llanura aluvial del valle del Cibao. Limos, arenas y arcillas con cantos (28). Pleistoceno-Holoceno (Q_3-Q_4).....</u>	<u>41</u>
<u>2.4.3. Glacis. Gravas, arenas y limos (29). Holoceno (Q_4).....</u>	<u>42</u>
<u>2.4.4. Coluviones. Gravas, arenas y limos (30). Holoceno (Q_4).....</u>	<u>42</u>
<u>2.4.5. Canales abandonados (31), y depósitos aluviales de fondo de valle (32). Limos arenas y gravas. Holoceno (Q_4).....</u>	<u>43</u>
3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS DE LAS UNIDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS	43
3.1. Petrología.....	43
<u>3.1.1. Peridotita de Loma Caribe.....</u>	<u>44</u>
3.1.1.1. Harzburgitas masivas con espinela	45
3.1.1.2. Dunitas con espinela.....	45

3.1.1.3. Venas websteríticas.....	46
3.1.1.4. Serpentinitas masivas y foliadas.....	46
3.1.1.5. Gabros, microgabros y doleritas.....	47
<u>3.1.2. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja</u>	<u>50</u>
3.1.2.1. Metavolcanitas básicas y Esquistos máficos.....	50
3.1.2.2. Filitas cuarzo-feldespáticas con moscovita.....	51
<u>3.1.3. Formación Los Ranchos.....</u>	<u>51</u>
3.1.3.1. Tobas brechas y epiclastitas (8).....	52
3.1.3.2. Basaltos (10).....	53
3.1.3.3. Riodacitas (9).....	53
<u>3.1.4. Esquistos de Amina-Maimón.....</u>	<u>56</u>
3.1.4.1. Lavas riolíticas miloníticas (12), y metariolitas 13).	56
3.1.4.2. Esquistos verdes (basaltos plagioclásicos miloníticos). (11).	57
3.1.4.4. Riodacitas miloníticas (14).....	59
3.1.4.5. Esquistos máficos y félsicos bandeados. (15).	59
3.1.4.6. Distribución y condiciones P-T del metamorfismo	60
<u>3.1.5. Complejo Duarte.....</u>	<u>62</u>
3.1.5.1. Metabasaltos (17).	62
3.1.5.2. Anfibolitas de fábrica plano-linear, blastomiloníticas (2).....	63
<u>3.1.6. Formación Constanza</u>	<u>65</u>
3.1.6.1. Brechas líticas (18).	65
3.1.6.2. Basáltos (20).....	65
<u>3.1.7. Formación Las Lagunas-Las Guayabas (21).</u>	<u>68</u>
<u>3.1.8. Grauvacas y microconglomerados (23), con niveles de caizas micríticas (24), y tobas andesíticas (25). Formación Loma Caballero</u>	<u>68</u>
3.1.8.1. Basaltos afaníticos.....	69
3.1.8.2. Tobas líticas andesíticas de grano fino (25).	69

<u>3.1.9. Gabro horbléndico (3)</u>	<u>70</u>
<u>3.1.10. Microgabro (4)</u>	<u>71</u>
3.2. Geoquímica	72
<u>3.2.1. Unidades tectonoestratigráfico-litogeoquímicas</u>	<u>72</u>
<u>3.2.2. Peridotita de Loma Caribe</u>	<u>76</u>
<u>3.2.3. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja</u>	<u>77</u>
3.2.3.1. Basaltos toleíticos empobrecidos en LREE, grupo I.....	77
3.2.3.2. Basaltos, doleritas y gabros toleíticos, grupo II	78
3.2.3.3. Basaltos y ferrobasaltos toleíticos ligeramente enriquecidos, grupo III	78
<u>3.2.4. Formación Los Ranchos</u>	<u>82</u>
3.2.4.1. Toleitas de arco isla (IAT), grupo I.....	83
3.2.4.2. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II	84
3.2.4.3. Boninitas, grupo III	84
3.2.4.4. Comparación grupos rocas máficas	85
3.2.4.5. Características geoquímicas de las rocas ácidas	86
<u>3.2.5. Esquistos de Amina-Maimón</u>	<u>91</u>
3.2.5.1. Toleitas de arco isla	92
3.2.5.2. Toleitas de arco isla pobres en LREE y Ti.....	92
3.2.5.3. Boninitas	93
3.2.5.4. Rocas metavolcánicas ácidas.....	93
3.2.5.5. Interpretación y correlaciones	94
<u>3.2.6. Complejo Duarte</u>	<u>97</u>
3.2.6.1. Basaltos ricos en Mg y pobres en Ti, tipo Ia	97
3.2.6.2. Picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg, tipo Ib	98
3.2.6.3. Picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE, tipo II	<u>98</u>
3.2.6.4. Basaltos ricos en Ti y LREE, tipo III.....	98
3.2.6.5. Interpretación y correlaciones con la Meseta Oceánico Caribeña.....	99

3.2.7. Grupo Tireo	103
3.2.8.1. Formación Constanza.....	103
3.3.3. Dataciones absolutas	106
4.TECTONICA.....	107
4.1. Introducción	107
4.2. La Cordillera Central.....	110
4.3. El Cinturón Intermedio	112
4.4. La Cordillera Oriental.....	114
5. GEOMORFOLOGÍA	117
5.1. Análisis geomorfológico	117
5.1.1. Estudio morfoestructural.....	117
5.1.2. Estudio del modelado.....	118
5.2. Evolución e historia geomorfológica.....	121
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	122
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	127
7.1. Hidrogeología	127
7.1.1. Hidrología y climatología	127
7.1.2. Hidrogeología	128
7.2. Recursos minerales	131
7.2.1. Descripción de las sustancias	133
7.2.2. Potencial Minero.....	134
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	134

8.1. Relación de los L.I.G.....	135
8.2. Descripción de los Lugares	136
<u>8.2.1. L.I.G. I. Observación puntual.....</u>	<u>136</u>
<u>8.2.2. L.I.G.II. Itinerario geológico</u>	<u>136</u>
9. BIBLIOGRAFÍA.....	138

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPESA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la práctica totalidad del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1.1.1):

Zona Norte:

- La Vega (La Vega, 6073-I; Jarabacoa, 6073-II, Manabao, 6073-III; y Jánico, 6073-IV)
- San Francisco de Macorís (Pimentel, 6173-I; Cotuí, 6173-II; Fantino, 6173-III; y San Francisco de Macorís, 6173-IV)
- Sánchez (Sánchez, 6273-I; Palmar Nuevo, 6273-II; Cevicos, 6273-III; y Villa Riva, 6273-IV)
- Samaná (Las Galeras, 6373-I; Sabana de la Mar, 6373-III; y Samaná, 6373-IV)
- Santiago (San Francisco Arriba, 6074-I; Santiago, 6074-II; San José de las Matas, 6074-III; y Esperanza, 6074-IV)
- Salcedo (Río San Juan, 6174-I; Guayabito, 6174-II; Salcedo, 6174-III; y Gaspar Hernández, 6174-IV)
- Nagua (Nagua, 6274-III; y Cabrera, 6274-IV)

- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vasquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)
- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

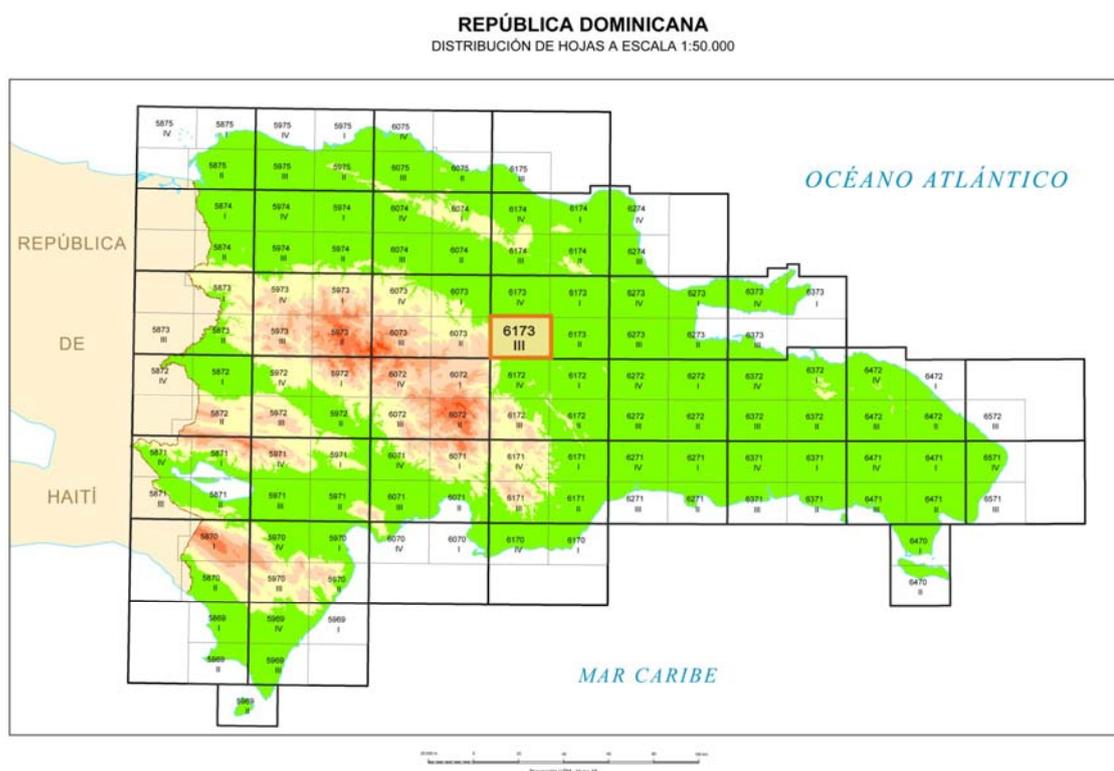


Fig. 1.1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Fantino (6173-III)

Zona Sureste:

- La Granchorra (La Granchorra, 6470-I; y Mano Juan, 6470-II)
- Santo Domingo (Guerra, 6271-I; Boca Chica, 6271-II; Santo Domingo, 6271-III; y Villa Mella, 6271-IV)
- San Pedro de Macorís (Ramón Santana, 6371-I; Boca del Soco, 6371-II; San Pedro de Macorís, 6371-III; y Los Llanos, 6371-IV)
- La Romana (Higüey, 6471-I; San Rafael del Yuma, 6471-II; La Romana, 6471-III; y Guaymate, 6471-IV)
- Juanillo (Juanillo, 6571-III; y Pantanal, 6571-IV)
- Las Lisas (La Vacama, 6472-I; y El Salado, 6472-II)

- Bávaro (Bávaro, 6572-III)

Zona Sur:

- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- Baní (Nizao, 6071-I; y Baní, 6071-IV)

Zona Suroeste:

- Isla Beata (Isla Beata, 5868-I)
- Cabo Rojo (Cabo Rojo, 5869-I; y Punta Ceminche, 5869-II)
- Enriquillo (Enriquillo, 5969-I; Oviedo, 5969-III, y Arroyo Dulce, 5969-IV)
- Pedernales (Puerto Escondido, 5870-I; y Pedernales, 5870-II)
- Barahona (La Ciénaga, 5970-II; y Polo, 5970-III)

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente memoria son frecuentes las referencias a otras Hojas, en especial a las contiguas.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Fantino se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes, ha sido de gran utilidad el mapa de gradiente vertical de la Republica Dominicana (Fig. 1.1.2).

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (San Francisco de Macorís, 6173).

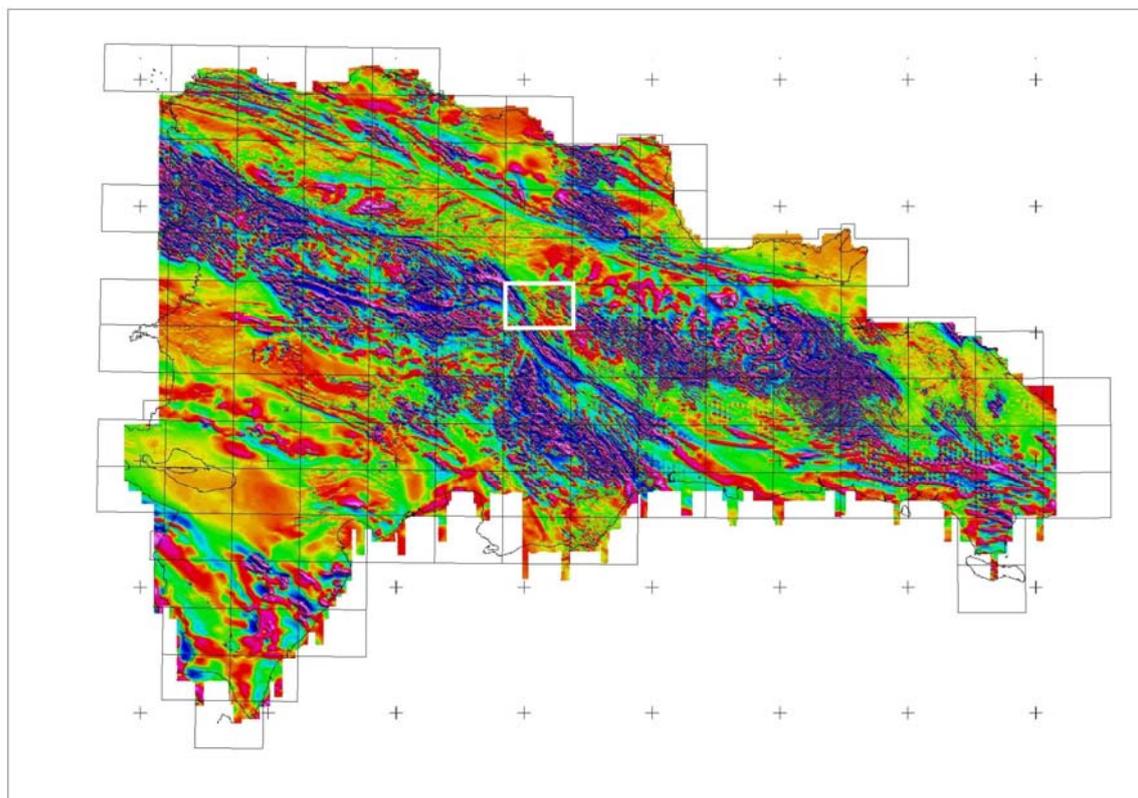


Fig. 1.1.2. Mapa de gradiente vertical de la República Dominicana. Se indica la situación de la Hoja Fantino

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Tecnológico y Geominero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana, e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación geográfica

Pertenciente al cuadrante de San Francisco de Macorís, la Hoja a escala 1:50.000 de Fantino (6173 III) se localiza a unos 60-80 km en línea recta hacia el NNO de la capital Santo Domingo. A ella se accede en vehículo desde la autopista Duarte por algunas de las salidas existentes desde las proximidades de Bonaó hasta La Vega. También se puede acceder desde el este por alguna de las carreteras locales que unen Cotuí y San Francisco de Macorís con la referida autopista. La Hoja cuenta con una red de pistas forestales y caminos que permiten el acceso a la práctica totalidad del territorio cartografiado, salvo al

extremo occidental de la Hoja, donde los accesos son escasos, y los que hay son caminos de herradura.

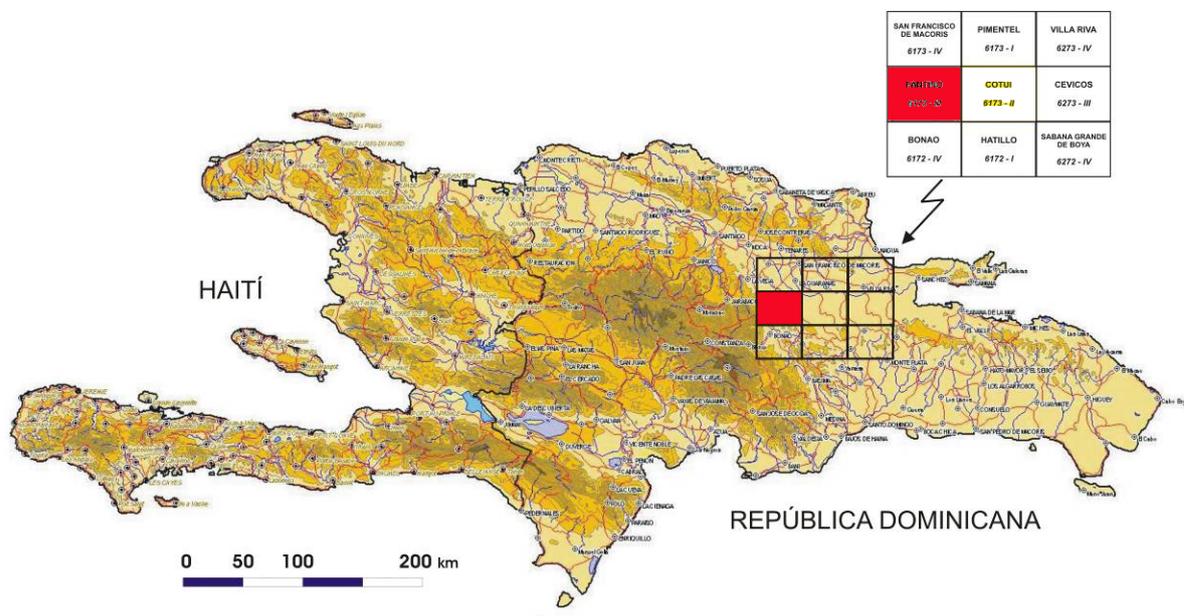


Fig. 1.2.1. Situación de la Hoja de Fantino

Los relieves más importantes de la Hoja, corresponden a los materiales de la Cordillera Central, al oeste de la Falla de Bonaó, donde se alcanzan cotas de hasta 1230 metros en la loma de la Sapa, otros relieves menores se observan en el borde suroriental de la Hoja, en la Loma del Diviso, con cotas de 578 metros.

La parte más septentrional de la Hoja es llana coincidiendo con la amplia extensión de depósitos cuaternarios, de lo que se conoce como Planicie o Llanura de la cuenca del Cibao. Entre estos destacan pequeñas lomas relictas labradas sobre el sustrato.

El río Camú, es el principal curso fluvial en la Hoja, y también el de mayor envergadura a escala regional, discurre por el borde norte de la misma, y son tributarios por el sur los ríos Jatubey, Jayaco, Jima, Grande y Cuaya. En el borde sur de la Hoja, el río Yujo, vierte sus aguas hacia el sur, hacia el río Juna, si bien su cuenca de recepción es escasa dentro de la Hoja.

DOMINIOS FISIOGRAFICOS DE LA REPUBLICA DOMINICANA (Modificado de De la Fuente 1976)

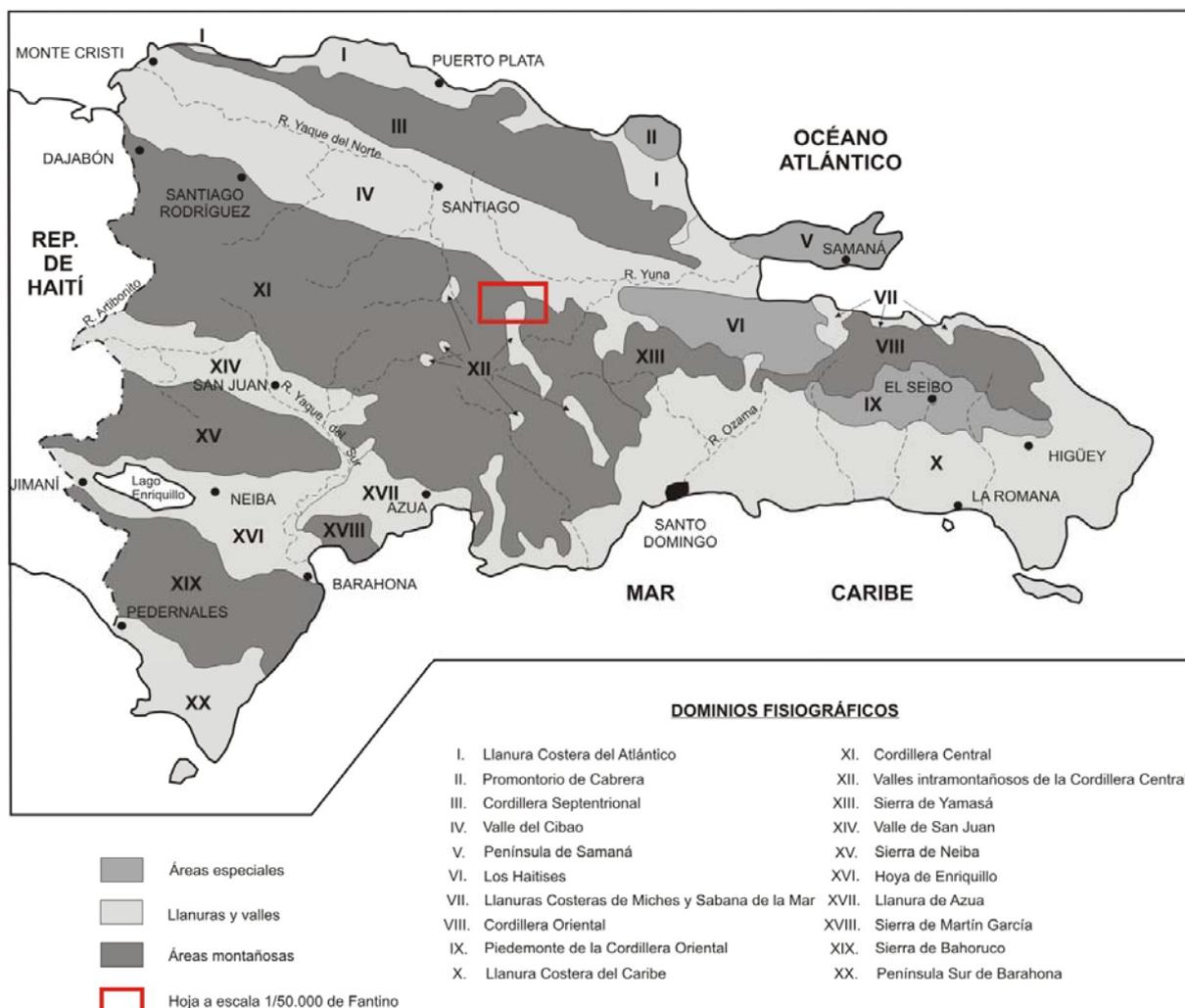


Fig. 1.2.2. Esquema de situación de la Hoja de Fantino en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana

1.3. Marco Geológico

En la Hoja de Fantino están representados cuatro dominios geológicos, la Cordillera Central, el Cinturón Intermedio, la Cordillera Oriental y la Planicie o Llanura de la cuenca del Cibao. Fig. 1.3.1. La Cordillera Central, aflora de forma muy parcial, ya que la Hoja se sitúa sobre sus estribaciones orientales, donde las formaciones o unidades que la integran afloran de forma limitada. El Cinturón Intermedio y la Cordillera Oriental, están muy bien representadas en la Hoja de Fantino, y lo mismo se puede decir respecto a la Planicie o Llanura de la cuenca del Cibao.

En general y dado que se han realizado otras Hojas previas en la que afloran los mismos materiales, en la presente memoria serán continuas las referencias a ellas, sobre todo a las limítrofes, donde estos dominios están mejor expuestos, o han sido ya estudiadas y definidas las formaciones o unidades que las intergran.

La Cordillera Central incluye dentro de la presente Hoja, a los materiales que afloran al oeste y suroeste del Cinturón Intermedio, y mas concretamente de las peridotitas de la Fm Loma del Caribe. Los materiales mas antiguos son las rocas plutónicas y volcánicas de la Asociación Loma La Monja, las cuales han sido datadas en afloramientos septentrionales de dicha Cordillera por Montgomery *et al* 1994, quienes les atribuye una edad Jurásico Superior. Sobre estos materiales aparecen las rocas máficas correspondientes al Complejo Duarte, las cuales no han sido datadas hasta el momento, si bien se atribuyen al Cretácico Inferior. La secuencia culmina con una monótona y potente sucesión de brechas y tobas líticas, de edad Cretácico Inferior-Superior, que se incluye dentro del recientemente denominado Grupo Tireo, y en concreto dentro de la Fm Constanza de dicho Grupo. Cabe citar en este sector de la Cordillera Central, la presencia a escala regional de varios tipos de intrusiones, entre las que destacan las tonalitas foliadas, las cuales intruyen exclusivamente al Complejo Duarte. También se reconocen plutones de tonalitas no foliadas, que en ocasiones se asocian espacialmente a las tonalitas foliadas pero intruyen tanto en el Complejo Duarte como en otras formaciones más modernas, principalmente la Fm Tireo; las relaciones genéticas entre ambos tipos de tonalitas es todavía objeto de discusión.

El **Cinturón Intermedio**, en ocasiones también referido como Cinturón Metamórfico Intermedio, fue definido por Bowin (1960, 1966) para denominar un conjunto de unidades mayoritariamente metamórficas dispuestas en bandas de dirección NO-SE, que delimitan por el E y NE a la Cordillera Central. El desconocimiento de la geometría interna de cada una de estas unidades y de las relaciones estructurales entre ellas ha llevado a la utilización de las más diversas acepciones para su denominación (grupo, formación, complejo) que abarca incluso el de "terrenos" (Mann *et al.*, 1991 b). La presencia de este conjunto de unidades metamórficas en el centro de la isla se ha relacionado con los estadios primitivos (pre-Cretácico Superior) de su evolución. (Mann *et al.*, 1991 b; Lebrón y Perfit, 1983, 1984; Pindel, 1984). Dentro de ellas destaca, a modo de eje central, la cresta peridotítica correspondiente a la Fm Loma Caribe, la cual aflora a favor de la zona de falla de La Española y que tradicionalmente se ha identificado con una paleosutura (Theyer, 1983; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987; Draper *et al.*, 1995 y 1996; Draper y Gutierrez,

1987). Al E y NE de la cresta peridotítica, afloran los esquistos de Amina-Maimón que se atribuyen al Cretácico Inferior por correlación con la Fm Los Ranchos de la Cordillera Oriental.

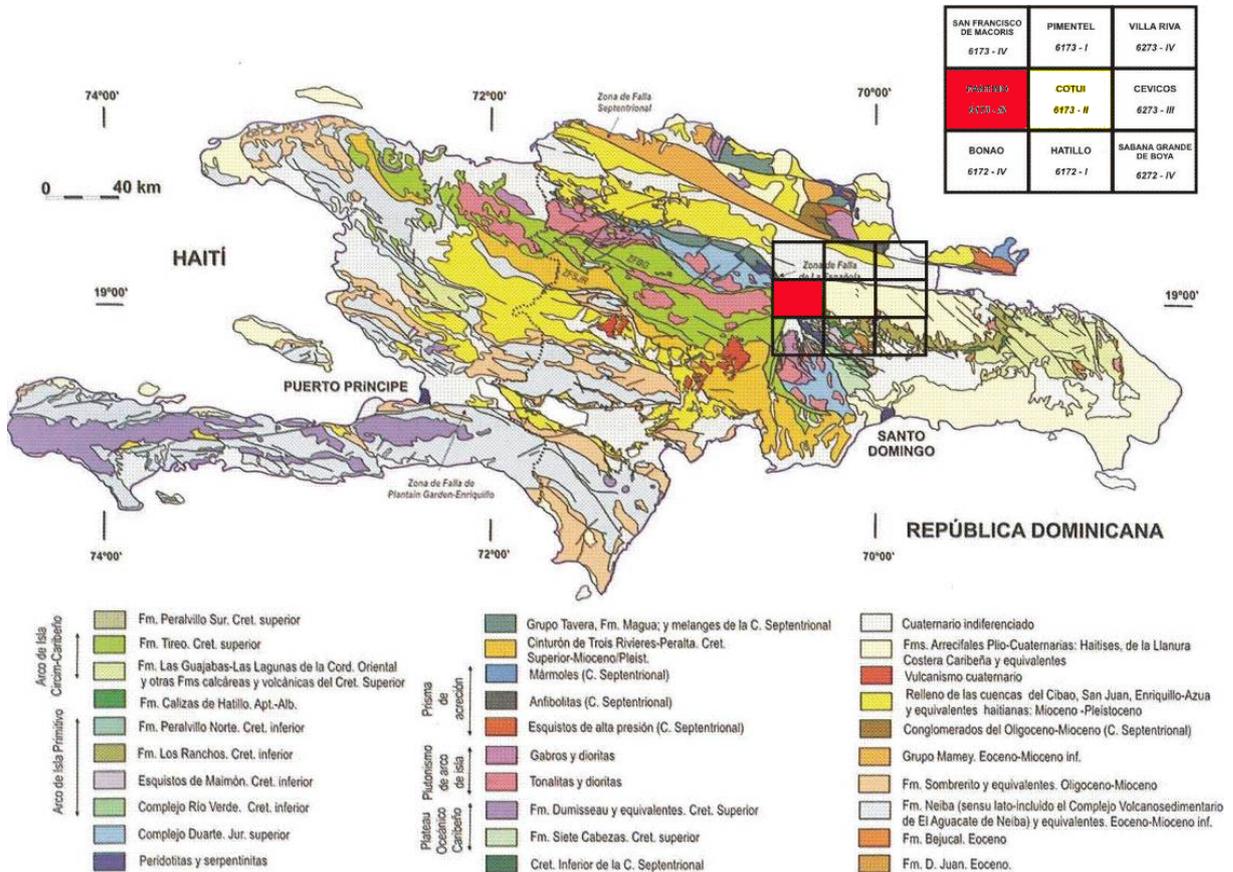


Fig. 1.3.1. Esquema geológico de La Española y localización de la Hoja de Fantino (mod. de Lewis J.F. y Draper G.-1990, in Pérez-Estaún A. *et al* – 2007).

La Cordillera Oriental coincide con el dominio fisiográfico del mismo nombre que se extiende en dirección E-O, con una longitud y anchura aproximadas de 135 y 35 km, por el área adyacente a la costa sur de la Bahía de Samaná. La estructura y estratigrafía de este dominio es notoriamente más simple que la de la Cordillera Central y del Cinturón Intermedio. Las rocas más antiguas, correspondientes a la Fm Los Ranchos y a los granitoides genéticamente relacionados con ella, ocupan un núcleo de forma ovalada que, a modo de domo o culminación estructural, aflora entre las poblaciones de Monte Plata, Bayaguana y Hato Mayor, y también en un área más reducida situada al oeste del pueblo de Miches. Sobre estos materiales, en discordancia reposa la Fm Calizas de Hatillo, de edad Aptiano-Albiano, y sobre ella, se dispone una potente serie eminentemente detrítica del Cretácico Superior formada por materiales esencialmente turbidíticos entre los que se

intercalan, especialmente en su parte baja, frecuentes intervalos volcánicos, algunos de cierto espesor y continuidad. En el presente proyecto esta potente serie del Cretácico Superior se ha unificado bajo el nombre de Fm La Laguna-Las Guayabas, si bien originalmente esta formación fue denominada como Fm las Guayabas por Lebrón y Mann (1991) quienes aglutinan bajo esta denominación las unidades del Seibo y del Oro definidas por Bourdon (1985) en su cartografía de la Cordillera Oriental, a las que posteriores autores les asignaron rango de terrenos (Mann et al., 1991 b). La estratigrafía de la Cordillera Oriental se completa, ya en el Paleógeno con la Fm Don Juan, que sobre todo en su parte alta evidencia un depósito en cuencas con evolución independiente. Esta tendencia se acentúa aún más en el depósito de las formaciones carbonatadas suprayacentes del Eoceno (-Oligoceno?) que, de forma característica, se disponen a lo largo de la cordillera en afloramientos aislados con facies diferentes entre sí.

Convencionalmente, el contacto entre el Cinturón Intermedio y la Cordillera Oriental se ha establecido en el cabalgamiento de Hatillo que en las Hojas limítrofes de Villa Altagracia y Hatillo superpone los Esquistos de Amina-Maimón sobre las calizas del Hatillo, o sobre la Fm Las Lagunas-Las Guayabas (en la Hoja de Monte Plata este cabalgamiento queda oculto bajo los depósitos cuaternarios). En la Hoja de Fantino, los referidos esquistos, cabalgan tanto a las calizas del Hatillo, como a los materiales paleógenos.

Dentro de la Cordillera Oriental, se reconocen pequeños *stocks* de dioritas y cuarzodioritas, que forman un cinturón de rocas intrusivas que encajan en formaciones muy diversas y su emplazamiento está bien datado como Eoceno en la Hoja de Villa Altagracia.

La **Planicie o Llanura de la cuenca del Cibao**, consiste en una depresión o llanura de dirección ONO-ESE, constituida por depósitos aluviales, que rellenan fosas tectónicas pliocuaternarias, ligadas a una tectónica transcurrente, que se localiza en el borde septentrional de la Hoja de Fantino, y que son las estribaciones meridionales de una amplia cuenca que se extiende ampliamente por las Hojas limítrofes situadas al NE y NO de la misma.

1.4. Antecedentes

El área objeto de estudio, y sus alrededores, ha sido objeto de numerosos trabajos de diversa índole. Después de los primeros reconocimientos de campo de Koschmann y

Gordon (1950), la primera referencia de interés en la zona de estudio, sin duda también la más importante por su carácter regional y su actual vigencia, es la tesis doctoral de Bowin (1960,1966). En los años siguientes, los trabajos fueron escasos, limitándose a investigaciones mineras promovidas por los departamentos de exploración de las compañías Rosario y Falconbridge Dominicana, y a publicaciones aisladas sobre la petrología y la estructura de algunas de las formaciones representadas en la zona de estudio (Lewis, 1982 a y b; Draper y Lewis, 1982, entre otras). En el año 1987 las tesis de Mercier de Lepinay y, sobre todo, de Boisseau, significan un nuevo avance en el conocimiento geológico de la zona representada en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, proponiéndose un modelo de evolución para la misma.

En lo que concierne a las cartografías geológicas de síntesis, cabe destacar la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), a la que hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (DGM-BGR 1991).

Junto con las anteriores, la cartografía de síntesis más notable de la isla es la que acompaña a la recopilación de artículos que integran el volumen especial (262) para la Sociedad Geológica de América de Mann *et al.*, (1991a) y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica a los territorios colindantes con la Hoja de Fantino, entre los que cabe destacar los de Draper y Lewis (1991), Lewis y Jiménez (1991) y Kesler *et al.* (1991 b), sobre las unidades metamórficas de Duarte y Amina-Maimón; el de Kesler *et al.* (1991 c) sobre la edad y las características de las intrusiones granitoides; y los de Russell y Kesler (1991) y Kesler *et al.* (1991 a) sobre la formación Los Ranchos.

Más recientemente hay que destacar los trabajos de Draper *et al* (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) que definen la estructura de los Esquistos de Amina-Maimón como una zona de cizalla y proponen un nuevo modelo evolutivo para la región; o los de Lapierre *et al* (1997 y 1999) y Sinton *et al.* (1997) que aportan nuevas conclusiones, con implicaciones geodinámicas, sobre las características geoquímicas y las dataciones de las Fms Duarte y Siete Cabezas, respectivamente.

La referencia más inmediata corresponde a los trabajos realizados en la zona o próxima a ella, dentro de los mismos Programas SYSMÍN en el que se encuadra el presente proyecto. El de mayor importancia, por lo que de continuidad tiene con éste, es el Proyecto C de Cartografía Geotemática, realizado por el consorcio IGME-PROINTEC-INYPSA en el periodo 1997-2000, en el cuadrante contiguo de Bonao, y en los de Constanza y Azua. También de gran interés por su aplicación a los aspectos hidrogeológicos de la región, es el Estudio Hidrogeológico Nacional-Valle de Neiba (Acuater, 2000)

A la finalización del citado Proyecto de C de Cartografía Geotemática, se publicó un Volumen Especial (Pérez-Estaún et al., 2002) que recoge los principales resultados del mismo, entre ellos algunos nuevos respecto a la geoquímica y metamorfismo de las unidades del Cinturón Intermedio. Coetáneos con la elaboración de esta publicación son algunos trabajos recientes sobre la tectonoestratigrafía de los Esquistos de Amina-Maimón en el distrito minero de San Antonio (Holbek y Daubeny, 2000) y la revisión de Nelson (2000) de la estratigrafía de la Fm Los Ranchos en la zona del yacimiento de Pueblo Viejo.

Respecto a trabajos previos que afecten en exclusiva a la Cordillera Oriental, se puede decir que el primer y prácticamente único trabajo cartográfico relevante en la zona es la tesis de L. Bourdon (1985) que supone un avance considerable en su conocimiento, principalmente en los aspectos estratigráficos, paleontológicos y en la petrología de las rocas ígneas. El mapa geológico 1:100.000 que acompaña la tesis, representa las formaciones más significativas y ha sido reproducido con pocos cambios en las cartografías de síntesis de la Misión Alemana (DGM-BGR 1991) y en el Volumen Especial de la Sociedad Geológica de América (Mann et al. 1991a). Entre los escasos trabajos relevantes posteriores a éste, cabe citar los de Lebron y Perfit (1993 y 1994) sobre aspectos estratigráficos y geoquímicos de diversas formaciones de la cordillera.

Por último cabe destacar la edición de un volumen monográfico sobre la geología de la República Dominicana, publicado en el Boletín Geológico y Minero del IGME en el año 2007, donde se exponen los resultados de los trabajos geológicos llevados a cabo entre los años 2000 y 2004 en el marco del Proyecto de Cartografía Geotemática del programa SYSMIN de la Unión Europea para la República Dominicana. Dicho volumen incluye un primer trabajo general de síntesis (Perez Estaún et al), uno segundo en el que se exponen los rasgos geofísicos más relevantes (García-Lobón et al), y el resto son trabajos de ámbito local

referidos unos a la Cordillera Oriental (García-Senz *et al*) otros a la Cordillera Central (Escuder Viruete *et al*), y otros a la región suroeste de la isla (Hernaiz Huerta *et al*)

2. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Fantino, aflora un conjunto de materiales sedimentarios, metamórficos, volcánicos, volcanosedimentarios y algunas rocas plutónicas que comprenden un intervalo estratigráfico no del todo bien establecido que va desde el Jurásico Superior hasta el Cuaternario. En la Cordillera Oriental la sucesión estratigráfica no ofrece dudas, sin embargo en el Cinturón Intermedio, la tectonoestratigrafía está peor definida por la propia naturaleza metamórfica de sus unidades que, en general, carecen de dataciones fiables y además, porque los contactos entre ellas están siempre tectonizados. En cualquier caso, se pueden distinguir los siguientes conjuntos estratigráficos:

- Aunque por su origen mantélico no tiene sentido hablar de la edad de la peridotita, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico Superior, como base o sustrato de la Asociación Loma La Monja, que es de la misma edad, que aflora al SO de la cresta peridotítica, en el borde occidental de la Hoja,
- Al Cretácico Inferior corresponde la Fm Los Ranchos de la Cordillera Oriental, bien datada, y por correlación con ésta, aunque con algunas incógnitas sobre su edad, los esquistos de Amina-Maimón. En la Cordillera Central los materiales de esta edad son los del Complejo Duarte.
- En el Cretácico Superior se incluye la Fm La Lagunas-Las Guayabas de la Cordillera Oriental, y el Grupo Tireo de la Cordillera Central.
- El Paleógeno está representado solo en la Cordillera Oriental, por la Fm Don Juan, la Fm Loma Caballero y las calizas de la Guacara.
- Las rocas plutónicas de la Cordillera Oriental, están representadas por un pequeño stock gábrico (microgabros), que regionalmente intruyen en encajantes muy diversos, entre ellos, la Fm Don Juan, por lo que se atribuyen al Eoceno. En la presente Hoja, este *stock* intruye en materiales mas antiguos de edad Cretácico Superior.

- El Cuaternario es el intervalo estratigráfico con mayor extensión de depósitos, especialmente en lo que concierne a los abanicos aluviales, que por sí solos ocupan cerca de la mitad de la Hoja

2.1. Jurásico

2.1.1. Jurásico Superior

2.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe (1). Peridotitas (harzburgitas y dunitas) serpentinizadas. Jurásico Superior (J₂).

Se denomina con este nombre a una alineación de peridotitas y peridotitas serpentinizadas de dirección NO-SE que, con una longitud de unos 95 km y anchura variable entre unas decenas de metros y varios kilómetros, discurre entre las proximidades de La Vega y Santo Domingo capital. No obstante, diversas líneas sísmicas realizadas en la cuenca de San Pedro y el reciente mapa de anomalías aeromagnéticas de la República Dominicana (CGG, 1999), constatan la prolongación en el mar de esta alineación. Las peridotitas de Loma Caribe tienen una especial importancia en la geología de La Española no solamente por las implicaciones geodinámicas y estructurales que conllevan sus interpretaciones sino, principalmente, por las explotaciones de ferroníquel que en las alteraciones lateríticas de esta unidad explota la compañía Falconbridge Dominicana, las cuales representan una de las principales fuentes de ingresos del país.

Son relativamente numerosas las citas bibliográficas de esta unidad aunque la mayoría de ellas se centran en la discusión sobre su origen y modos de emplazamiento más que en descripciones petrográficas y geoquímicas. Bowin (1960,1966) fue el primero en cartografiar esta cresta peridotítica a la que incluyó dentro de su Cinturón Intermedio o Median Belt, e interpretó como un eje que separa unidades con características litológicas y estructurales diferentes. Lewis (1982 b) hizo una revisión de los posibles modos de emplazamiento de los cinturones de peridotitas y otras rocas asociadas de la isla; para el caso de la alineación peridotítica de la Cordillera Central discutió sus características “alpinas” y su posible interpretación como una ofiolita desmembrada. Para Theyer (1983), sin embargo, no hay dudas de que la peridotita, es la base de un manto ofiolítico, cuya obducción se produjo hacia el sur a finales del Oligoceno o durante el Mioceno. Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) asociaron la peridotita con las series esencialmente basálticas de las

formaciones Peralvillo y Siete Cabezas, de edad Cretácico Superior; en su opinión todo ello corresponde a un conjunto ofiolítico cuyo emplazamiento se produciría hacia el norte, sobre rocas de un arco isla, durante el Maastrichtiano. Draper y Lewis (1991) sugieren una interpretación similar a la de Boisseau (1987) aunque en este caso el conjunto ofiolítico se habría formado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas de la Cordillera Central. Por último Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) proponen la asociación ofiolítica: peridotita-Complejo Duarte, y sugieren el emplazamiento hacia el norte de la misma durante el Cretácico Inferior dando lugar al desarrollo de una importante zona de cizalla en las unidades obducidas (Esquistos de Amina-Maimón).

En la presente Hoja, las peridotitas, aparecen como un cuerpo único continuo, solo interrumpido por los depósitos cuaternarios. Hacia el sureste, tanto el cinturón peridotítico, como el conjunto de formaciones asociadas al mismo, aparecen rotos y desmembrados, en buena parte debido a la tectónica de desgarre asociada a la zona de falla de La Española (Mann *et al* 1991 b). En la Hoja de Villa Altagracia esta fracturación ha dado lugar al desarrollo de dos bandas de peridotitas de dirección NO-SE, ambas limitadas por fallas subverticales, en las que se observa una acusada laminación mecánica, de hecho la más meridional de estas bandas, está representada por cuerpos aislados de peridotitas de apenas unos metros de espesor, que afloran esporádicamente y de forma discontinua a lo largo de la falla que sirve de límite con la Fm Siete Cabezas. La banda más septentrional, que es la que penetra en la Hoja de Fantino, consiste en un conjunto arrosariado de cuerpos elongados, cartográficamente continuos entre sí, con espesores de afloramiento que oscilan entre 1Km, y algo más de 2 km.

Los afloramientos de peridotitas son relativamente fáciles de identificar tanto en foto aérea como en paisaje ya que dan relieves alomados en los que destaca la escasa vegetación respecto a la exuberancia de los parajes circundantes. Los mejores afloramientos de la unidad se localizan en la mina de Jayaco Abajo, justo en el borde sur de la Hoja, y en el camino de acceso a la Manaclita, junto a la loma de Miranda. Buenas observaciones se pueden hacer también en el río Jaguey. En casi todos estos afloramientos la peridotita se encuentra fuertemente cizallada y serpentizada y presenta característicos tonos azulados verdosos y blanquecinos. La fábrica es muy compleja y responde a varios episodios superpuestos de cizallamiento, algunos muy recientes relacionados con la tectónica de desgarres fini-terciaria/actual. Esta fuerte tectonización dificulta la observación de la roca

original que muestra unas zonas cizalladas muy serpentinizadas, que aislan masas de rocas más frescas de color oscuro. En las muestras de mano, las masas menos alteradas se presentan como una roca oscura, densa, de grano muy fino, con abundantes melanocratos en la que a simple vista se reconocen algunos porfiroclastos pseudomorfos de olivino completamente alterados. Las masas más cizalladas, presentan una textura esquistosa, y son de color verdoso debido a la alteración a serpentina. En otros puntos es relativamente habitual encontrar cuerpos gabroides como pequeños cumulos ígneos relictos y ocasionales cortejos de diques doleríticos y dioríticos.

Aunque por su origen mantélico no tiene sentido hablar de la edad de la peridotita, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico Superior como base o sustrato de una amplia secuencia magmática, previa al desarrollo del arco volcánico caribeño.

2.1.1.2. Asociación Loma La Monja. Pizarras y chert (6) con intercalaciones de volcanitas básicas (7). Jurásico Superior (J_2).

Inmediatamente al SO de las peridotitas de la Loma del Caribe, y en contacto mecánico, aflora una serie volcanosedimentaria con importantes acopios de material detrítico, estructurada y metamorfozada, que incluimos en la Asociación Loma La Monja (Escuder Viruete J. *et al* 2007).

Estos materiales afloran en una banda paralela a las directrices regionales, que discurre inmediatamente al oeste de la cresta peridotítica, entre las lomas de La Manaclita y Miranda. El contacto de los materiales de la Asociación Loma La Monja, con las serpentinitas de Loma Caribe, es en su mitad septentrional la Falla de Bonaó, que se sigue desde el borde occidental de la Hoja, hasta el arroyo Azafrán. Desde ese último punto y hacia el SE, el contacto sigue las directrices regionales, y si bien no se ha reconocido en el campo, se sospecha que es una falla del grupo de La Española. El contacto con los materiales del Complejo Duarte, parece un contacto normal.

A escala regional la asociación Loma La Monja, se interpreta como un conjunto volcánico-plutónico, compuesto por gabros, doleritas basaltos y sedimentos pelágicos. La parte inferior de esta asociación magmática, la componen gabros de grano medio a grueso. Por encima, aparece una lámina de doleritas de grano medio a fino, y basaltos masivos espilitizados.

Culmina la secuencia con unos niveles de pizarras silíceas pelágicas, que recientemente Escuder Viruete *et al*, 2007, individualizan como una formación independiente, que denominan Chert del Aguacate. Estos últimos materiales contiene fauna de radiolarios, y han sido datados por Montgomery *et al* (1994), como Oxfordiense-Titónico.

En la Hoja de Fantino, los materiales reconocidos, son esquistos silíceos de colores claros, con intercalaciones de niveles silicificados (chert), de escaso espesor, y con abundante manganeso. Entre estos materiales aparecen intercaladas pasadas de rocas básicas anfibolitizadas, que se asocian a unos niveles de esquistos grises, de aspecto metálico. Los materiales descritos, son equiparables a los términos superiores de la Asociación Loma La Monja, de la que estaría representada parte de la secuencia intermedia y la superior. Faltarían aquí los términos plutónicos de esta asociación, en concreto los gabros y doleritas.

En el campo, los materiales aquí considerados, siguen las directrices regionales y presentan en su extremo norte, buzamientos al SO, por lo que se deduce que se superponen a la Peridotita de Loma Caribe. Más al sur los materiales aparecen trastocados por repliegues que afectan a la esquistosidad más patente, y las capas buzan indistintamente al NE, como al SO.

Una de las características estructurales que presentan estos materiales, es que muestran en sus términos más silíceos, una linación de estiramiento mineral de dirección ENE-OSO, de igual dirección que la observada en los esquistos de Amina-Maimón, lo que sugiere que ambos participan de una historia estructural con ciertos eventos en común.

Las peridotitas de la Fm Loma Caribe y la Asociación vulcano-plutónica de la Loma de la Monja, se interpretan respectivamente como la parte inferior y media de una secuencia ofiolítica incompleta, en la que las peridotitas serpentizadas de Loma Caribe representarían las rocas del manto superior, y la Asociación plutónico-volcánica de Loma La Monja serían restos del nivel de gabros, doleritas y rocas volcánicas de tipo MORB (Escuder Viruete *et al* 2007).

2.2. Cretácico

2.2.1. Cretácico Inferior

2.2.1.1. Fm Los Ranchos. Tobas y epiclastitas (8) con intercalaciones de riolacitas (9) y basaltos (10). Cretácico Inferior (K_1).

La Fm. Los Ranchos es una potente serie eminentemente volcánica y volcanosedimentaria, que fue definida por Bowin (1966) en los alrededores del célebre yacimiento de oro de Pueblo Viejo, del que constituye la roca encajante. Está débilmente metamorfizada (facies prehnita-pumpellita), y se halla intruida por batolitos de composición tonalítica, que se interpretan como los equivalentes plutónicos (subvolcánicos) de las referidas series volcánicas (por tanto genéticamente relacionadas), a las que llegan a perforar. Esta formación, y sus equivalentes plutónicos, se interpreta que representan un arco de islas primitivo de edad Cretácico Inferior.

A la escala de la Cordillera Oriental (Fig. 2.2.1), la Fm Los Ranchos dibuja un afloramiento en forma de media luna curvada hacia el norte, de unos 100 km de largo por 10-15 km de ancho. Hacia el oeste, en la región de Cevicos, Cotuí y Fantino, desaparece bajo depósitos cretácicos más modernos. Al este, en la región de El Valle y Sabana de la Mar, la formación se inclina hacia el norte y se interrumpe contra la falla de desgarre del Yabón. Hacia el norte queda en parte oculta por los sedimentos plio-pleistocenos de los Haïtises. Hacia el sur es cubierta por las formaciones superiores, bien por la Caliza de Hatillo (Albiano-Aptiano) o, en su ausencia, por las areniscas de la Fm Las Lagunas- Las Guayabas (Cretácico Superior).

Son varias las secuencias estratigráficas propuestas para esta Fm, destacan entre ellas la de Kesler *et al.* (1991a) quienes propusieron una organización litostratigráfica formal basada en trabajos de cartografía realizados en la periferia del yacimiento de Pueblo Viejo. En el citado trabajo la Fm Los Ranchos se divide en 6 miembros cuya descripción se puede encontrar en el referido trabajo. Según Nelson (2000) existen únicamente tres facies principales más o menos sincrónicas, que se interdigitan con un patrón que dista de ser una sucesión estratiforme normal, este modelo es un intento de explicar la relación lateral de las diferentes facies y las variaciones bruscas de potencia que presentan. En las cartografías a escala 1:50.000 realizadas en el Proyecto L- Zona Este del Programa SYSMIN, la Fm Los Ranchos se ha reconocido en las Hojas de Sabana Grande de Boyá, Monte Plata, Antón

Sánchez, Bayaguana, El Valle, Hato Mayor del Rey y Miches, cubriéndose la práctica totalidad de los afloramientos de esta formación en la Cordillera Oriental dominicana. Las diferentes unidades cartografiadas en estas Hojas se pueden agrupar, de forma tentativa, en tres conjuntos principales, con categoría de miembros informales (Hernaiz Huertas et al 2004, y Monthel et al 2004):

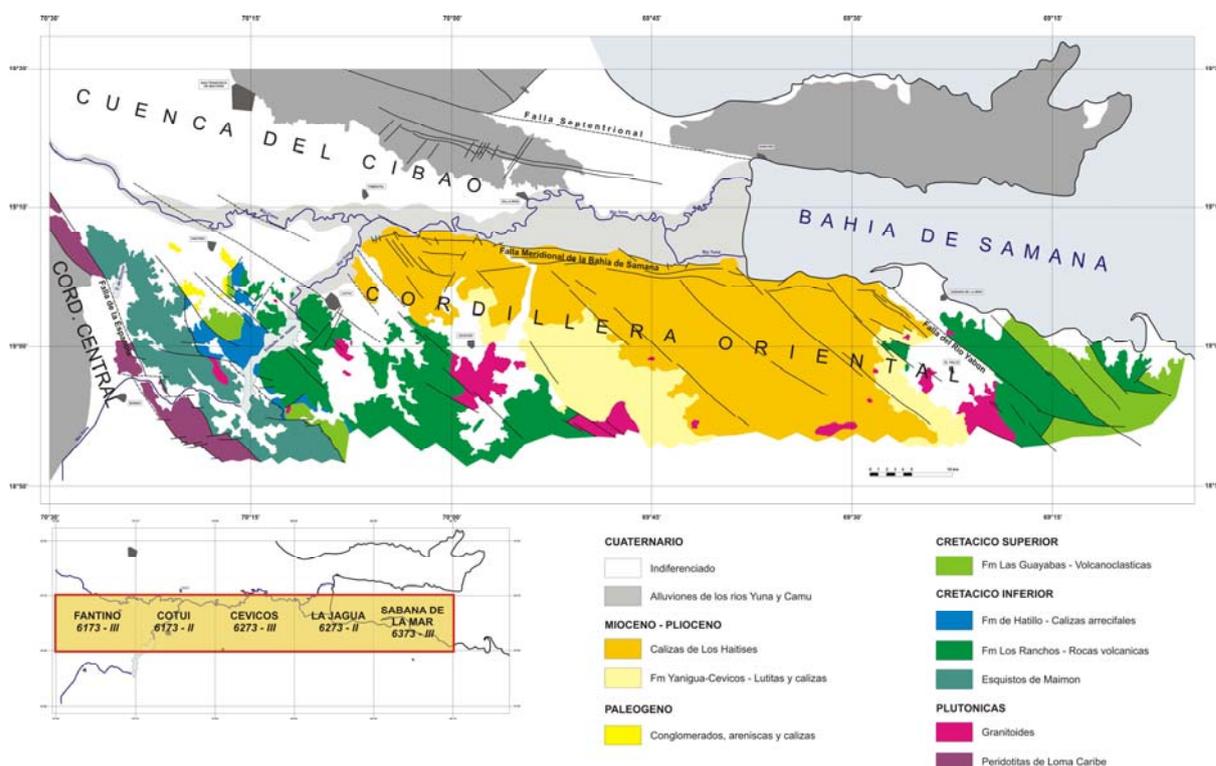


Fig. 2.2.1. Esquema geológico de la Cordillera Oriental.

- Un **miembro inferior** localizado principalmente en las Hojas de Sabana Grande y de El Valle, se caracteriza por la presencia de brechas volcánicas polimígticas con frecuentes intercalaciones de niveles de lava básica (basalto y en menor proporción andesita), así como por horizontes volcano-clásticos finos bien estratificados, estos últimos a techo del miembro. Las rocas volcánicas fueron extruidas en un medio submarino, e intruidas por un cortejo de diques y sills de microgabros. El muro del conjunto no es conocido, puesto que en él intruyen las tonalitas, pero se estima una potencia superior a 1500 metros.
- Un **miembro intermedio**, bien individualizado en las Hojas de Sabana Grande, Bayaguana, y en menor medida en Hato Mayor y El Valle, se compone de lavas ácidas de composición dacíticas o riódacíticas, productos piroclásticos (tobas) de

igual composición, epiclastitas, y algunos sedimentos. Las rocas lávicas de este miembro, se interpretan como flujos submarinos someros, y las tobas derivan de explosiones freatomagmáticas (Escuder Viruete et al 2007). El espesor de este miembro varía según los sectores, desde espesores reducidos en la Hoja del Valle, hasta alcanzar más de 1000 metros en las Hojas de Sabana Grande y Bayaguana.

- Un **miembro superior** compuesto por materiales piroclásticos andesíticos, principalmente brechas y aglomerados monogénicos, que incluyen intervalos masivos más o menos importantes de lavas andesíticas y basaltos porfídicos. Estos últimos están bien definidos en la Hoja de Bayaguana (El Pan de Azúcar), en Hato Mayor del Rey, y en el ángulo SE de la Hoja de El Valle, justo bajo la Fm Calizas de Hatillo. En la Hoja de Hato Mayor, el techo de este miembro contiene adicionalmente pasadas variables de brechas líticas subredondeadas de origen sedimentario y lavas basálticas con almohadillas.

En las Hojas de Monte Plata y Bayaguana, la Fm Los Ranchos presenta la siguiente secuencia de unidades:

- **Unidad brechoide inferior.** Con muro no visible y más de 5.000 mts de espesor, consiste en un conjunto de brechas volcánicas, de fragmentos de rocas ácidas y básicas y matriz esencialmente básica, con intercalaciones de *debris flow* y de niveles volcanoclásticos de grano fino/medio bien estratificados.
- **Unidad riodacítica inferior.** Formada por coladas riodacíticas con niveles volcanoclásticos asociados y numerosos pitones o domos subvolcánicos. Su espesor se estima en unos 1000 m.
- **Unidad basáltica intermedia.** En contacto, no visible, unas veces con el conjunto de brechas y otras, con los términos ácidos descritos anteriormente, se dispone un conjunto de unos 800-1.200m de espesor, de basaltos masivos de tonos muy oscuros, con ocasionales niveles brechoides de la misma composición.
- **Unidad riodacítica superior.** Sobre la anterior unidad, aflora un nuevo tramo de rocas ácidas bien estratificado, igualmente con buzamiento al S-SO, esencialmente

formado por coladas y productos volcanoclásticos (piroclastos) de composición riodacítica. Su espesor aproximado es de 50-100m.

- **Unidad basalto-andesítica superior.** Culmina la secuencia un conjunto de andesitas, basaltos andesíticos y basaltos masivos (700 m de espesor).

En la Hoja de Fantino, la Fm Los Ranchos aflora en el extremo oriental de la Hoja, en un paraje conocido como Quebrada Honda, por el que discurre el arroyo La Cana. El afloramiento es de poca extensión, inferior a 4 Km², y los materiales aparecen parcialmente recubiertos por depósitos aluviales cuaternarios. Las observaciones de campo son de escasa calidad, y bastante puntuales, sin embargo en la pista que desde La Cana discurre hacia el sur, se puede observar el paso de esta formación a las calizas del Hatillo, que al menos en este punto parece transicional. Los materiales reconocidos son tobas y epiclastitas de tendencia intermedia, entre los que destacan masas irregulares y de distinto tamaño de riodacitas y basaltos. Las riodacitas aparecen en dos puntos, el primero al sur del pueblo de La Cana, donde da lugar a un pequeño crestón de dirección N-S, de 1,3 kms de longitud, y el segundo justo en el extremo oriental de la Hoja, donde define otro crestón de la misma dirección, que se prolongan por la vecina Hoja de Cotuy. Los cuerpos basálticos, aparecen hacia el techo de la secuencia reconocida, muy próximos al contacto con las calizas superiores, y aparecen como masas aisladas que dan formas de erosión con disyunción en grandes bolos, que se asocian a pequeñas elevaciones en el terreno. Aunque las observaciones de esta formación son aquí muy parciales, el material aflorante se puede correlacionar con la Unidad basáltico andesítica superior definido en las Hojas de Monte Plata y Bayaguana, o con el Miembro superior definido en trabajos previos del Proyecto SYSMIN. Es posible que los niveles ácidos localizados en el extremo oriental de la Hoja, que se extienden hacia el este por la Hoja de Cotuí, pertenezcan ya a la Unidad inferior de lavas y piroclastos ácidos.

En general los basaltos se presentan como una roca masiva, muy oscura con tonalidades gris-verdosas; en muestras de mano, son rocas afaníticas con micro fenocristales de máficos y plagioclasas. Localmente se han observado niveles de autobrechificación. Las rocas ácidas (riodacitas), aparecen como masas lenticulares, son de color claro, están muy brechificadas, y están formadas por una matriz blanquecina, bastante deleznable cuarzo-feldespática, en la que a veces destacan porfiroblastos aislados de cuarzo, en los que se

observan a simple vista texturas como golfos de corrosión. No se han observado en estas rocas estructuras de flujo magmático claras.

Esta formación ha sido datada por Smiley 1982, quien reconoce y data restos de floras contenidas en los niveles finos limo-arenosos y carbonatados del Mb Pueblo Viejo, a los que le asigna una edad Cretácico Inferior (Neocomiano). Durante la realización del proyecto SISMIN (2002-2004), se realizaron dataciones absolutas en circones de riodacitas de la Unidad Intermedia de esta Formación, obteniéndose edades de 116 M.a. que permite situar estas rocas en el tránsito Neocomiano-Aptiano.

2.2.1.2. Esquistos de Amina-Maimón. Esquistos verdes (11), lavas riolíticas miloníticas (12), metarriolitas (13), riodacitas miloníticas (14), esquistos máficos y félsicos bandeados (15). Cretácico Inferior (K_1).

Desde las primeras descripciones de Koschmann y Gordon (1950) son numerosos los trabajos que han centrado la atención en esta unidad. Entre estos cabe destacar los de Bowin (1960,1966) a quien se debe su definición y su primera cartografía e interpretación dentro de su contexto regional. Cabe destacar también los trabajos de Draper y Lewis (1982), que describen aspectos petrológicos y estructurales de los esquistos en el área de Amina. En la zona de estudio y su entorno, los esquistos de Amina-Maimón fueron estudiados por Mercier de Lepinay (1987) y sobre todo, por Boisseau (1987), y ambos autores los interpretan conjuntamente con la formación Duarte, como parte integrante del basamento metamórfico de la isla. El indudable interés minero de esta unidad llevó a la compañía Rosario Dominicana encargarse a Kesler y colaboradores (1991 b) una cartografía de detalle de la misma, la cual se enfocó a la identificación de sus protolitos. Esta cartografía y la discusión de sus aspectos petrológicos, geoquímicos y estructurales más importantes se recoge en el *Special Paper 262* de la Sociedad Geológica Americana (Mann *et al*, 1991 a). Este mismo volumen también incluye una nueva revisión de Draper y Lewis (1991) para los cuales, los esquistos de Amina-Maimón representarían los primeros depósitos de arco-isla de la Española, desarrollados sobre un sustrato de corteza oceánica, en sentido amplio, correspondiente al Complejo Duarte. Posteriormente, los Esquistos de Amina-Maimón se han identificado con la formación de una zona de cizalla asociada al emplazamiento de la peridotita (Draper *et al.*, 1995 y 1996; Draper y Gutiérrez ,1997).

Regionalmente, los esquistos de Amina-Maimón afloran en una banda de dirección NO-SE situada al norte y noreste del crestón peridotítico (Fig. 1.3.1). Su límite oriental es el cabalgamiento de Hatillo, estructura con vergencia NE ya cartografiada por Bowin (1960, 1966) que produce la superposición de los esquistos sobre diferentes formaciones cretácicas y paleógenas de la Cordillera Oriental. Entre el crestón peridotítico y los esquistos de Amina-Maimón, aparece en otros puntos, fuera ya de la Hoja, una formación basáltica, sin deformación interna, conocida como Fm Peralbillo Sur

En la Hoja de Fantino, los esquistos de Amina-Maimón definen una banda de 7 kms de anchura máxima, que con dirección NO-SE, se extiende por la parte central de la misma. El área ocupada por estos materiales está surcada por un buen número de caminos de acceso a fincas ganaderas, y gracias a ello se ha podido cartografiar y diferenciar una serie de tramos dentro de esta formación que sugieren que estos materiales configuran a grandes rasgos una sucesión monoclinual en posición normal, con algunos repliegues menores. La secuencia reconocida de muro a techo es la siguiente: a) La base de la secuencia, está compuesta por un tramo alterado y gossanizado, que da formas alomadas en el terreno y desarrolla potentes suelos de alteración de color rojo. En algunos puntos no alterados, en los que se observa la roca original, como sucede en una pequeña cantera junto a la localidad del Hoyo, estas son lavas riolíticas miloníticas (12). b) Sobre el tramo anterior, y en menor medida lateralmente con él, se dispone otro de una roca de aspecto esquistoso de color grisáceo y verdoso, rica en clorita y epidota, que da formas topográficas más abruptas que los anteriores, y ocupa buena parte de los afloramientos de esta Fm, ensanchándose hacia el sur de la Hoja, donde alcanzan una extensión de afloramiento de 4 kilómetros. Según el estudio de lámina delgada, estas rocas derivan de antiguas volcánitas básicas, en concreto de basaltos plagioclásicos (11), actualmente muy modificadas por los procesos de alteración (metamorfismo) y deformación milonítica sufridos por ellas. Otras rocas similares a estas afloran en las proximidades de El Rincón, y en pequeñas masas intercaladas en los materiales que se describen a continuación. En estos materiales aparecen intercalados niveles de posibles bombas volcánicas y algunos niveles de lavas riolíticas. A techo del tramo, se reconoce en el río Yujo, unos niveles de jaspes de escaso espesor y continuidad. c) Sobre el tramo anterior se dispone otro de esquistos félsicos cuarzo-feldespáticos, que derivan según el estudio de lámina delgada, de material volcánico lávico de composición ácida o intermedia, y que se clasifican como riódacitas milonitizada (14). Estos materiales como los anteriores definen una banda alargada según las directrices regionales, con una anchura de afloramiento que aumenta de N a S, y que oscila entre 1 y 3 kilómetros. En el

área donde estos materiales adquiere mayor extensión cartográfica, en el borde sur de la Hoja, se reconocen algunos pliegues menores que provocan una repetición tectónica de los mismos d) El techo de esta formación esta compuesto por unos esquistos laminados en los que se observa una alternancia centimétrica de esquistos máficos y félsicos (15), que suponemos derivan de un protolito original tobaceo en el que se daba una alternancia de materiales ácidos (tobas riolíticas-dacíticas), e intermedios o básicos (tobas andesíticas). Estos materiales se disponen en una banda de unos 200 a 500 metros de afloramiento, que se sigue paralelo al contacto de estos materiales con las Peridotitos de Loma Caribe.

A escala de afloramiento, la característica distintiva de los esquistos de Amina-Maimón es la de presentar una fábrica planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp), con buzamiento general al SO. La fábrica linear se reconoce por el estiramiento del cuarzo, de los ejes largos de anfíboles, que definen de una lineación de estiramiento mineral, y localmente por la elongación de los porfiroclastos. Según Draper *et al.* (1995,1996) y Draper y Gutierrez-Alonso (1997) la geometría de dicha fábrica cambia en función del nivel estructural, y en este sentido, distinguen dentro de los esquistos de Amina-Maimón dos conjuntos contiguos con características estructurales diferentes que son, a) un conjunto milonítico-filonítico superior, situado al SO, adyacente a la alineación peridotítica, que identifican con una zona de cizalla dúctil de gran escala generada en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes, y b) un conjunto inferior, menos deformado, en facies de prehnita-pumpellita. Esta diferenciación fue realizada por los autores citados, en la transversal de Bonaó donde el límite entre ambos conjuntos lo hacen coincidir con un cabalgamiento de características esencialmente frágiles que denominaron cabalgamiento de Fátima. La cartografía realizada en la Hoja de Fantino, en la que se han diferenciado varios términos dentro de esta formación, no nos ha permitido detectar esta estructura, que debería caracterizarse por la repetición de algunos de los tramos diferenciados. Tampoco ha sido detectada en las Hojas de Villa Altagracia y de Monte Plata, en las que se plantea un tránsito gradual entre ambas zonas con distinta deformación, criterio este que mantenemos en la presente memoria.

Al microscopio, los esquistos de Amina-Maimón presentan una fábrica planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) de características filonítico-miloníticas, mas patente como ya se ha indicado a techo de la formación. La Sp, con un buzamiento al SO generalmente superior a los 40°, está definida en estas rocas por delgados niveles lentejonares de cuarzo policristalino (*ribbons*), y por una microalternancia de capas ricas en plagioclasa y capas ricas en epidota-clorita-actinolita. La Lp, definida por la alineación de anfíboles y ribbons de cuarzo sobre la

Sp presenta ángulos de inmersión de medios a moderados generalmente hacia el ESE. En esta Hoja la incidencia de esta fábrica es muy variable y también se reconocen términos menos deformados en los que se preserva el aspecto del protolito. En estos casos se han observado texturas volcánicas y volcanosedimentarias originales como fenocristales, vesículas rellenas de clorita y zeolitas, gradación de clastos en brechas volcánicas y granoselección en tobas cineríticas, así como alternancias de niveles netamente sedimentarios y piroclásticoa ácidos. Los distintos tipos petrográficos identificados en esta Hoja se describen en el correspondiente apartado del capítulo de Petrología.

Los esquistos de Amina-Maimón no están datados hasta el momento. Los niveles de chert localizados han resultado azoicos y el hallazgo de restos de equinodermos, espinas fundamentalmente, sólo permite sugerir una posible edad Cretácico Inferior (Donovan, *com. pers* 1995 en Draper y Gutierrez, 1997). Esta misma edad fué sugerida en su día por Kesler *et al* (1991 a y b), y más recientemente por Escuder Viruete *et al* (2007) quienes basándose en afinidades composicionales y geoquímicas, proponen la correlación de los esquistos de Amina-Maimón con la Fm Los Ranchos datada como Cretácico Inferior. En este mismo sentido apuntan algunos de los datos recabados durante la realización de la Hoja de Fantino, como es el que se ha localizado a techo de los esquistos de Amina-Maimón un nivel de carbonatos marmorizado, que suponemos son restos de las calizas del Hatillo, lo que aboga en favor de la correlación planteada.

2.2.1.3. Complejo Duarte. Metabasaltos (17). Cretácico Inferior (K₁).

En la Cordillera Central, sobre los materiales de la Asociación Loma La Monja, reposa una amplia secuencia de rocas metavolcánicas máficas y ultramáficas, estructurada y metamorfizada, con importantes acúmulos de rocas efusivas básicas, que se conoce en la bibliografía geológica como Complejo Duarte.

A escala regional, el Complejo Duarte aflora al SSO de la Zona de Falla de La Española, en una banda de 10 km de anchura máxima, donde aparece ampliamente intruido por rocas plutónicas básicas (gabros) y ácidas (tonalitas), asignadas a los plutones o batolitos de El Bao y Loma de Cabrera. La banda se estrecha paulatinamente hacia el NO hasta desaparecer en la Hoja de Dajabón, mientras que hacia el SSE continúa hasta de la Hoja de Fantino, donde va igualmente estrechándose, y desaparece contra la falla de Bonaó.

El Complejo Duarte, está formado por una amplia secuencia de rocas metavolcánicas maficas o ultramáficas, en la que se han distinguido recientemente dos unidades litoestratigrafo-geoquímicas (Lewis *et al* 1991, y Escuder Viruete *et al* 2007), que son a) En la parte inferior, una unidad de flujos picríticos, masivos o bandeados, que hacia techo evolucionan a brechas y tobas máficas con fragmentos de picritas, y b) una segunda unidad de lavas basálticas submarinas, medianamente alcalinas.

El Complejo Duarte ha sido interpretado generalmente como una isla o meseta oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Montgomery *et al.*, 1994). Para Draper *et al.* (1996), formaría parte de un complejo ofiolítico emplazado tectónicamente sobre el primitivo arco isla caribeño en época pre-Albiano-Aptiano. Lewis y Jiménez (1991) hablan de un Complejo Duarte formado por metabasitas, volcanitas ácidas y rocas sedimentarias que representarían la parte superior de una secuencia ofiolítica. Lapierre *et al.* (1997,1999) interpretan el Complejo Duarte como un fragmento de meseta oceánica generada por una pluma de tipo Galápagos durante el Cretácico Superior. En base a la dudosa atribución de estas rocas al Complejo Duarte y a otros datos geocronológicos, Lewis *et al.* (2000) discrepan de esta interpretación y defienden un emplazamiento tectónico pre-Albiano. Recientemente Escuder Viruete *et al* (2007) interpretan el Complejo Duarte como una meseta oceánica, que se superpone a una secuencia ofiolítica incompleta, compuesta por las peridotitas de la Fm Loma Caribe, y la Asociación volcano-plutónica de La Loma La Monja.

En la Hoja de Fantino, estos materiales afloran en el extremo oriental de la misma, al este del pueblo de Los Platanitos, en una banda de dirección NO-SE, de unos 0.8 a 2 Kms de anchura, que se abre hacia el oeste, en la vecina Hoja de Jarabacoa. Las observaciones de campo en la Hoja de Fantino, son escasas, y se restringen a las del arroyo de la Atravesada, donde se observa que estos materiales siguen las directrices regionales y en conjunto describen una amplia sinforma. El contacto entre los materiales adyacentes es de tipo mecánico, al norte con los materiales de la Asociación Loma La Monja, es una falla de dirección NO-SE, perteneciente a la Zona de Falla de la Española. Al sur, los materiales del Complejo Duarte, aparecen limitados por una zona de cizalla ductil, con una fábrica plano-linear acusada, la primera de ellas buzando suavemente al norte, que parece trastocada por una falla posterior. Las observaciones recabadas en la presente Hoja, son congruentes con la idea de que el Grupo Duarte, se sitúa a techo de los materiales de la Asociación Loma La Monja.

La potencia global del complejo es de unos 2.5 Kms de espesor, si bien el espesor de los materiales aflorantes en la Hoja de Fantino, es del orden de 500 metros.

La edad de los materiales del Complejo Duarte es controvertida. Bowin (1966) propuso una edad Cretácico Inferior a partir de una datación K-Ar de una hornblendita foliada situada al O de Piedra Blanca. Recientemente, Lapierre *et al.* (1999) han obtenido edades aproximadas de 86 Ma (Cretácico Superior) por Ar-Ar sobre anfíboles, que consideran representativas del complejo. Las edades obtenidas para las intrusiones máficas-ultramáficas de los batolitos de Loma de Cabrera (123 Ma, K/Ar; Kesler *et al.*, 1991c) y de la Jautia (121.4 ± 6 Ma Ar/Ar en hornblenda, Hernáiz Huerta *et al.*, 2000), permiten postdatar la edad del Complejo Duarte. Durante la realización de las Hojas de Lamedero y Diferencia (Proyecto SYSMIN) se han obtenido edades de 98.3 ± 1.8 Ma y 129 ± 20 Ma por Ar-Ar en hornblenda, para sendas muestras. No existe ninguna datación paleontológica de este Complejo, salvo la ya aludida de Montgomery *et al.*, (1994) en unos niveles de cherts con radiolarios al N de Jarabacoa, que aportan edades del Jurásico Superior, que actualmente se incluyen dentro de la Asociación Loma La Monja. En base a estas consideraciones, la edad atribuida al Complejo Duarte en este trabajo es la propuesta en su día por Bowin (1966) como Cretácico Inferior.

2.2.1.4. Fm Calizas del Hatillo. Calizas recifales (16). Aptiano-Albiano (K_1^5 - K_1^6).

Sobre la Fm Los Ranchos, aparece en la Cordillera Oriental una continua y potente sucesión carbonatada, que se conoce como Fm Calizas de Hatillo, la cual aflora en el borde SE de la Hoja, sobre los materiales volcánicos y volcanoclásticos de la Fm Los Ranchos. En la Hoja de Fantino, el contacto entre ambas formaciones parece concordante, si bien a escala regional, se interpreta como discordante, ya que reposa sobre distintos tramos de la secuencia inferior.

En el trabajo original de Bowin 1966, las calizas aquí consideradas, se incluyen dentro de lo que dicho autor denomina calizas de Las Canas, que diferencia de las calizas del Hatillo, en base a criterios paleontológicos, si bien el citado autor indica que ambas calizas son textural y litológicamente similares, y no encuentra un límite claro para separarlas, que sitúa en los aluviales del río Yuna. Así y siempre según el referido autor, las calizas de Las Canas serían de edad Cretácico Superior, y las calizas del Hatillo Cretácico Inferior. Sin embargo ambas formaciones, se sitúan a techo de la Fm Los Ranchos, y a muro de la Fm Las Lagunas-Las Guayabas, por lo que es difícil mantener dicha diferenciación, y en los últimos trabajos

realizados, los afloramientos carbonatados que ocupan la posición estratigráfica referida, se agrupan todos dentro de la Fm Calizas de Hatillo.

Un corte general en la localidad tipo de Hatillo (Bowin C. 1966) en el extremo este de la Cordillera Oriental, es el siguiente:

- Tramo 1.- Brechas basales y areniscas. Han sido descritas por Russell N. y Kesler S.E. (1991) en cortes mineros de la mina Rosario Dominicana cercana al pueblo de Hatillo. Las lutitas carbonosas del techo de la Fm Los Ranchos están cubiertas por un conglomerado de espesor menor a 10 m, con un contenido máximo de 50% de cantos de sílex englobado en una matriz de grano fino. Sobre el conglomerado yace una capa uniforme de arenisca (3-10 m) cortada por una red de fracturas tapizadas por concreciones de óxidos de hierro y sílice, interpretadas como paleosuperficies de alteración. Encima hay lutitas calcáreas y areniscas con fragmentos de fósiles marinos, cubiertos por la caliza masiva del tramo-2. Para Russell N. y Kesler S.E. (1991) se trata de un depósito transgresivo sobre la Fm Los Ranchos. Estos autores citan en esta localidad fauna de equínidos de edad ¿Albiano Superior?-Cenomaniano. En la Hoja de Hato Mayor existe un afloramiento situado 2250 metros al Noreste del pueblo de La Clara. El yacente son más de cien metros de conglomerados de rocas volcánicas que coronan la Formación Los Ranchos. El tramo basal de la Fm Hatillo se consiste en unos 40 metros de brechas en una matriz de lutita con oxidaciones, capas centimétricas de lutitas con cantos, areniscas calcáreas con fauna marina y conglomerados. El techo son capas gruesas de calcarenitas del tramo-2.
- Tramo 2.- Sobre los depósitos de conglomerado descritos, o en su ausencia directamente sobre la Fm Los Ranchos, existen dos litofacies lateralmente relacionadas: a.- caliza masiva gris “*wackestone*”, con fauna de rudistas, corales, equinodermos, gasterópodos, lamelibranquios y orbitolínidos; y b.- calizas con bioclastos, litoclastos y grava de rocas volcánicas. La primera se ha depositado en la zona protegida de una plataforma de carbonatos y la segunda como barras costeras en áreas de oleaje. En muchas áreas el tramo-2 termina por un contacto litológico brusco bajo areniscas del Cretácico Superior. Bourdon L. (1985) cita en el corte de la Loma del Chivo la siguiente microfauna: *Orbitolina* sp., *Mesorbitolina* (O) *subconcava*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Spiraplectaminoides* (Cuneolina)

scarsellai, que determina una edad Aptiano terminal - base del Albiano. Las calizas situadas al Oeste del pueblo de La Clara recientemente identificadas como Fm Hatillo contienen *Orbitolina* sp., *Acicularia* sp., *Pseudotextularia?* sp. La fauna de rudistas determinada por Rojas y Skelton (*com. pers.* 1997 en Escuder Viruete J. *et al.*, 2002) ciñen la edad de este tramo al Albiano Inferior-Medio.

- Tramo 3.- La serie se completa con calizas oscuras bien estratificadas con nódulos de sílex, bioclastos, pellets, espículas, radiolarios y grava de rocas volcánicas. Hay áreas, como el cauce del río Guamira al NO de Hato Mayor, donde la Fm Hatillo consta únicamente de este tramo. Se interpretan como carbonatos de plataforma externa, progresivamente más profunda. Si el tramo-3 está preservado, el tránsito a la Fm Las Guayabas aparenta ser transicional. Bourdon L. (1985) cita el foraminífero *Colomiella recta*, que caracteriza al Aptiano Superior-Albiano.

Dentro de la Hoja de Fantino, estos materiales afloran en su borde suroriental, donde describen un sinclinal, que cierra en el mismo borde de la Hoja. El flanco oriental, se extiende desde la localidad de Hernando Alonso hasta la loma de Quita Frío; aquí las capas presentan dirección N-S, están en posición normal, y aparecen trastocadas por fallas de desgarres tardías. La zona de charnela, se localiza como ya se ha indicado en el mismo borde SE de la Hoja, entre las lomas del Rancho y Loma Blanca, donde se observan repliegues menores asociados a la estructura. Por último el flanco occidental, localmente invertido, y con desarrollo de una esquistosidad de plano axial, se extiende desde la Loma Blanca, hasta el río Cuayá.

En el flanco occidental, las calizas de Hatillo, aparecen cabalgadas por los esquistos de Amina-Maimón, según un accidente conocido como cabalgamiento del Hatillo, que al menos en la Hoja que nos ocupa, sigue las directrices tectónicas regionales. Localmente en el área de Sierra Prieta, dicho cabalgamiento afecta a las calizas de la Guacara, las cuales a su vez cabalgan a materiales paleógenos más antiguos.

Las calizas son por lo general masivas, aunque localmente presentan intercalaciones de material lutítico, son de color blanco o gris claro, a veces bandeadas, con abundantes segregaciones de calcita en venas que cortan el bandeado original. Son frecuentes los restos de corales, moluscos y equinodermos, que denotan según Bowin (1966) un ambiente de depósito marino de aguas cálidas.

Localmente las calizas presentan una fábrica esquistosa muy acusada, de dirección subparalela a las estructuras y con buzamientos de 60° al OSO. Esta superficie es muy patente en las proximidades del cabalgamiento de Hatillo, y se asocia al plano axial del cierre sinclinal del borde SE de la Hoja, donde se observa una lineación de intersección clara, generalmente próxima a la horizontal.

Las calizas de Hatillo, contienen abundantes restos fósiles como fragmentos de moluscos, equinodermos, y en menor medida foraminíferos, como los citados por Bowin (*Cuneolina* sp, *Coskinolinoides texanus* y *Globigerínida*) que proporcionan una edad Aptino-Albiano

El espesor de las calizas de Hatillo en la Hoja de Fantino, Es de unos 750 metros.

2.2.2 Cretácico Superior

2.2.2.1 Fm Constanza. Brechas líticas (18) con intercalaciones de pizarras (19) y basaltos (20). Albiano-Cenomaniano (K_1^6 - K_2^1).

El Grupo Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en el área de la Cordillera Central, define una banda de 280 Km de longitud, y hasta 45 Km de anchura, delimitada al N por la zona de falla de la Española, y al sur por la de San José-Restauración. Ocupa buena parte de las Hojas de Jicomé, Lamedero, Restauración, Dajabón, Santiago, Rodríguez, Loma Cabrera, Arroyo Limón, Diferencia y Monción, y da lugar a los mayores relieves de la isla. Recientemente este Grupo, anteriormente considerado todo él como una única formación, ha sido subdividido por Escuder Viruete *et al* (2007) en dos, en la base la Fm Constanza, compuesta fundamentalmente por tobas líticas y brechas volcánicas de composición andesítica, y a techo la Fm Restauración, compuesta por lavas y en menor medida tobas, brechas y domos subvolcánicos de naturaleza ácida (dacíticos-riolíticos). Los materiales que afloran en la Hoja de Fantino, por su litología hay que incluirlos en la Fm Constanza, y se localizan en el extremo SO de la Hoja, entre los límites de ella y la Falla de Bonao.

La Fm Tireo fue definida por Bowin (1960, 1966) para agrupar una gran diversidad de rocas vulcanoclásticas y sedimentarias de más de 4000 m de potencia, con intercalaciones de lavas volcánicas e intruida por rocas plutónicas y subvolcánicas. Posteriormente esta formación ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984),

Jiménez y Lewis (1987), Amarante y García (1990), Lewis *et al.* (1991), Amarante y Lewis (1995) y Joubert *et al.* (1998). Algunos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses JICA/MMAJ (1984) plantean una subdivisión de esta Fm en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis *et al.* (1991) le asignan rango de Grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo Inferior y Grupo Tireo Superior. La división realizada por Lewis *et al.* (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1984) conjuga otros criterios centrados en la exploración minera.

En trabajos previos, como los Proyectos C, K y L de Cartografía Geotemática, así como el actualmente en curso, ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos, existen ciertas tendencias mas o menos claras. Así en las Hojas de Restauración, Jicomé y Loma de Cabrera, se puede ver una evolución en sentido NE-SO que se caracteriza por una presencia dominante de términos volcánicos y volcanoclásticos en el SO, mientras que hacia el NE predominan las rocas epiclásticas, con intercalaciones de rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias. Recientemente estos datos han cristalizado en una nueva propuesta de división para estas rocas similar a la de Lewis *et al.* (1991) por parte de Escuder Viruete *et al.* (2007) que sugieren la asignación de Grupo para ellas, y en las que diferencian como ya se ha comentado dos formaciones. En la presente memoria se siguen los criterios de estos últimos autores.

En la Hoja de Fantino, la Fm Constanza, aflora en el borde SO de la misma, y esta constituida por una monótona sucesión de tobas líticas, epiclastitas y brechas volcánicas, con disposición próxima a la horizontal, donde se distingue alguna pasada subordinada de material lutítico, así como niveles de volcanitas básicas de poco espesor y continuidad. No se conoce ni el techo ni el muro de esta Fm. en la presente Hoja, si bien por datos regionales, se supone que los niveles detríticos localizados, se sitúan próximos a la base de la misma. La facies más común, y casi única, corresponde brechas líticas (18), se trata de una roca tobacea, homogénea, masiva, de aspecto brechoide, formada por un acúmulo de cantos angulosos de vidrio de color verdoso, inmersos en una matriz de composición similar a la de los cantos. Entre estos materiales volcánicos, aparecen pequeñas coladas basálticas o andesíticas (20) de 10 a 20 metros de espesor, y otras intercalaciones similares en cuanto a su espesor y continuidad de material detrítico fino (19). Las tobas líticas, se suponen que fueron emitidas en un medio submarino relativamente profundo (Escuder Viruete *et al.* 2007)

y fueron parcialmente retrabajadas a epiclastitas como *debris flows*. Localmente se citan a techo de estos materiales otros de tobas y cenizas volcánicas en las proximidades de Restauración, así como niveles de calizas y chert en las proximidades de Constanza.

Las potencias estimadas a nivel regional, oscilan entre 3000 y 4000 metros para el conjunto de la formación. En la Hoja de Fantino, las potencias máximas calculadas son de unos 1000 metros.

Las dataciones paleontológicas en materiales de esta Fm (Montgomery *et al.*, 1999; Urien *et al.*, 2004., Bowin 1975; Lewis *et al.* 1991), proporcionan para la Fm. Constanza una edad Albiano-Cenomaniano.

Las dataciones absolutas en niveles de volcanitas (dacitas), de esta Fm en la Hoja de Restauración, datada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, se han obtenido edades de 81.2 ± 8.2 Ma (Lewis y Jiménez, comunicación personal), en tanto que la datación absoluta (Ar-Ar) de una muestra correspondiente a dacitas de este complejo, en la Hoja de Dajabón, muestra una edad de 91.8 ± 2.3 Ma (Cenomaniano).

2.2.2.2. Fm Las Lagunas-Las Guayabas. Areniscas y limolitas (21). Cenomaniano-Maastrichiano (K_2^1 - K_2^6).

En la Cordillera Oriental, el Cretácico Superior está representado por potentes series de rocas sedimentarias que proceden de la denudación de material volcánico, entre las que se intercalan diversos episodios epiclásticos, y otros netamente volcánicos tanto en forma de flujos lávicos como de depósitos piroclásticos. Estas series se han agrupado en la Fm Las Lagunas-Las Guayabas para integrar los materiales de estas características y posición estratigráfica, que se extienden entre el cabalgamiento de Hatillo por el este, y la costa oriental de la isla (Fig. 2.1.1). Integra dos formaciones previamente definidas, la Fm Las Lagunas definida por Bowin (1966) al sur de Cotuy, y la Fm Las Guayabas, definida por Lebrón y Mann (1991) en áreas más orientales de la cordillera. La sucesión más completa, de unos 6 km de espesor, está expuesta al este de Hato Mayor en los principales relieves de la cordillera. La Fm Las Lagunas conecta hacia el oeste con la Fm Las Guayabas en las proximidades de la Hoja de Bayaguana, donde la zona de tránsito de una a otra aparece recubrimiento de materiales cuaternarios o plio-pleistocenos.

Regionalmente, la Fm Las Lagunas-Las Guayabas, se supone limitada por dos discordancias, una basal que corresponde al contacto con la Caliza de Hatillo, a la que parece erosionar, y otra a techo, de mayor entidad, definida por los conglomerados de la Fm Don Juan (Eoceno) (Bowin, 1966; Bourdon, 1985) que marcan una discordancia angular que llega a erosionar localmente a todo el Cretáceo Superior.

Pese a la relativa homogeneidad de esta formación, se reconocen diversas litologías: areniscas, epiclástitas, tobas, lavas, radiolaritas, calizas etc. Bourdon (1985) cartografió y describió estas litologías con el apoyo de dataciones, agrupándolas en dos unidades, a las que asignó rango de “terreno”, que denominó Unidad de El Seibo y Unidad de El Oro, separadas por un cabalgamiento este-oeste. Posteriormente, Lebrón y Mann (1991) propusieron una nomenclatura estratigráfica formal que prescindió de la anterior división, criterio este que se ha mantenido posteriormente, y que se ha visto confirmado por los trabajos de geofísica realizados en el área (García Lobón y Rey Moral 2004; Garcia Lobón y Ayala 2007) que confirma la inexistencia del referido cabalgamiento.

Las nuevas cartografías del proyecto SYSMIN (2000-2004), así como los trabajos del proyecto en curso, han aportado avances sustanciales en el conocimiento estructural y en la definición de los límites lito y cronoestratigráficos de esta formación, y han permitido unificar por primera vez la estratigrafía de la Cordillera Oriental. Deducida principalmente de la cartografía de las series más completas observadas en las transversales de Hato Mayor y El Seibo, García-Senz *et al* (2007) proponen una nueva estratigrafía general de esta formación para el conjunto de la cordillera.

La bioestratigrafía de esta sucesión del Cretáceo Superior, es más completa, y se ha basado en el estudio de foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos. En muestras de esta Fm, se ha datado el Turoniano Inferior-Medio, representado por la zona de Helvetoglobotruncana helvética, Bourdon (1985). El Coniaciano está representado por una serie que corresponde aproximadamente a la mitad del espesor total de la sucesión, que contiene Ammonites y radiolarios (Bourdon, 1985). El Santoniano-Campaniano, se ha determinado en base al estudio de foraminíferos plantónicos y radiolarios (Monthel, 2004), y el Maastrichtiano se ha reconocido por la presencia de fauna bentónica de Superculinas y Orbitoideos (Bourdon 1985; García Senz 2004) y por foraminíferos plantónicos de la biozona de Abathomphalus mayaroensis (Monthel, 2004). En conjunto esta Fm, comprende desde el Huroniano, hasta el Maastrichtiano, si bien la base puede alcanzar al Cenomaniano.

En su conjunto, la Fm Las Lagunas-Las Guayabas, se caracteriza por el contenido de abundante material detrítico, en gran parte de origen volcánico. Los foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos presentes en la sección del Cretáceo Superior indican un ambiente de mar profundo, con excepción de la parte alta de la Fm, en la que termina el ciclo deposicional. Las estructuras sedimentarias son características de transporte por gravedad, ya sea por corrientes turbidíticas o por flujos en masa en abanicos submarinos. La escasez de datos de paleocorrientes y la dificultad de ordenar las variaciones de tamaño de grano en términos de proximal a distal impiden por el momento la reconstrucción de los sistemas deposicionales.

Se considera que el contexto tectónico y deposicional de la Fm Las Lagunas-Las Guayabas, en su conjunto, corresponde a una cuenca de antearco desarrollada sobre el arco volcánico de la Fm Los Ranchos (García Senz et al 2007) que se rellenó por detríticos procedentes del arco volcánico y de un basamento metamórfico comparable al que actualmente existe en la Península de Samaná o en la Cordillera Central.

En esta formación son frecuentes los cambios laterales de facies, como se observa por ejemplo en las Hojas de Monte Plata y Antón Sanchez, donde sólo afloran los niveles basales, que son ligeramente diferentes de los observados en transversales más orientales, que se caracterizan por la presencia de intercalaciones conglomeráticas o brechoides.

Los afloramientos de la Fm Las Lagunas-Las Guayabas en la Hoja de Fantino, son los más occidentales de esta formación en la Cordillera Oriental. Algunos de ellos, fueron cartografiados por Bowin como materiales terciarios, e integrados dentro de lo que denominó Fm Loma Caballero, sin embargo estos materiales aparecen a techo de las calizas del Hatillo, y por debajo de los conglomerados de Don Juan, por lo que hay poca duda respecto a su asignación. Los afloramientos localizados son de escasa entidad si bien en algunos está bien expuesta la serie, como los situados al sur de la Loma del Diviso. Se han reconocido tres afloramientos, el primero al SE de Fantino, el segundo al sur de la Loma del Diviso, y el tercero en el extremo sur de la Hoja, junto al pueblo de La Sabana. Los materiales que afloran al SE de Fantino, constituyen una alternancia centimétrica de lutitas de color verdoso y areniscas de grano fino, que intercala un nivel carbonatado que se localiza al este del pueblo de la Cojoga. En los otros dos afloramientos, se observa como en el anterior, una alternancia centimétrica-decimétrica de limos y areniscas de grano fino y color gris o marrón. Las areniscas se componen de arena fina-media con o sin laminación,

localmente con granoclasificación y laminación ripple. Las limolitas y lutitas presentan tonalidades gris verdosas y una típica laminación paralela. En diversos afloramientos de Hojas limítrofes, se han observado slump y fallas de deslizamiento, y localmente microconglomerados.

Es difícil de precisar y correlacionar los materiales de esta formación reconocidos en al Hoja de Fantino con los que aparecen en partes mas orientales de la cordillera. Por situarse inmediatamente a techo de las calizas de Hatillo, cabría pensar que corresponde a los tramos basales, sin embargo, en sectores más orientales, éstos se caracterizan por la abundancia de volcanitas, brechas y conglomerados (Mbs Loma de la Vega y Cujano). Por su litología, los materiales en cuestión más bien parecen corresponder con los miembros de techo de esta formación (Mb Auyamas), donde abundan las lutitas, areniscas y carbonatos, lo que podría indicar que en conjunto esta formación es un depósito expansivo sobre las calizas del Hatillo.

Las estructuras sedimentarias y la petrografía indican que en el ámbito de la Cordillera Oriental, la Fm Las Lagunas-Las Guayabas se depositó en ambientes de mar relativamente profundo alrededor de volcanes subacuáticos y subaéreos, que aportaban de forma continua las partículas volcanoclásticas, ya sea por resedimentación en turbiditas (lóbulos turbidíticos) y flujos en masa o por recepción directa de piroclastos por flotación y suspensión (García Senz et al. 2007). Una pequeña proporción de los fragmentos líticos procede posiblemente de la erosión del prisma de acreción situado al norte.

2.3. Paleógeno

2.3.1. Eoceno

2.3.1.1. Fm Don Juan. Conglomerados poligénicos de matriz arenosa (22). Paleoceno (P₁).

La formación Don Juan fué propuesta por primera vez por Bowin (1966) para agrupar un conjunto de rocas sedimentarias (conglomerados, areniscas limolitas y calizas) con niveles de tobas, que afloraban en la parte más oriental por él cartografiada, en las proximidades de la localidad de Don Juan, a los que asigna una edad Cretácico Superior (Fig. 1.3.1). Este mismo autor incluye unos conglomerados que afloran al sur de Fantino, en la Fm Loma Caballero, y les asigna una edad Terciario Inferior. Posteriormente Boisseau (1987)

identificó, en la misma zona, un conglomerado basal, derivado de la denudación de rocas volcánicas, cuyo depósito relacionó con una fase de deformación finicretácica; según este autor, el conglomerado pasa hacia techo a una serie formada por grauvacas, areniscas y lutitas que asigna al Paleoceno Inferior-Medio. Discordante sobre este conjunto mediante un nuevo intervalo conglomerático, el mismo autor describe una serie eminentemente calcárea del Paleoceno Medio. Estos tres conjuntos identificados por Boisseau se correlacionan, al menos en parte, con la Fm Loma Caballero de Bowin, (1966). Poco después, la cartografía inédita de Domínguez (1987) agrupa las litologías descritas en la Fm Don Juan en tres tramos: un tramo basal formado por conglomerados, limos y areniscas, un tramo intermedio, formado por calizas, limos y areniscas y un tramo superior formado por areniscas de origen volcanoclástico y limolitas oscuras. Esta división se mantuvo, con ciertas modificaciones, en la ejecución de las Hojas 1:50.000 contiguas de Hatillo y Villa Altagracia correspondientes al Proyecto C de Cartografía Geotemática (Martín Fernández y Draper, 2000; Hernaiz Huerta y Draper, 2000).

Coincidiendo en el tiempo con los trabajos de Boisseau (1987), Bourdon (1985) cartografía la Cordillera Oriental e identifica varios afloramientos de conglomerados de la Fm Don Juan, sin embargo, llama la atención el hecho de que, pese a su similitud litológica, sólo los más occidentales, (concretamente los de la zona de El Puerto) los asigne a esta formación, mientras que los más orientales los agrupa en su serie terciaria de Yabón. En estos últimos, Butterlin (en Bourdon, 1985) data bien el intervalo Paleoceno Superior-Eoceno Inferior en varios cantos calcáreos del conglomerado.

En la Hoja de Fantino, dentro de los materiales paleógenos, se ha cartografiado un tramo basal conglomerático, otro posterior de grauvacas y areniscas con intercalaciones de calizas, y por último un nivel de calizas masivas. La secuencia reconocida es idéntica a la planteada por Boisseau (1987), si bien estas unidades cartográficas no se deben tratar como tramos o miembros de una única formación, sino como tres formaciones independientes. Reservamos el término de Fm Don Juan para el tramo conglomerático basal, el de Fm Loma Caballero, para el tramo de grauvacas y areniscas con intercalaciones de calizas, y el de calizas de la Guacara para el nivel de calizas masivas que culmina la secuencia aquí reconocida.

La Fm Don Juan (anteriormente tramo basal conglomerático) se ha reconocido en la Hoja de Fantino en dos afloramientos, el primero en la vertiente occidental de la Loma Cojoga, y el

segundo junto a la Loma del Diviso, donde presenta menor espesor, posiblemente al estar laminado por falla. En realidad es el mismo nivel que describe un suave sinclinal, desplazado por una falla de desgarre izquierda.

El elemento más característico de la Fm Don Juan son los conglomerados que aparecen inmersos en una matriz de arenas silíceas. Presenta sus típicas tonalidades rojo-vino, si bien algunas veces presentan tonalidades blanquecinas. Los cantos suelen estar bastante redondeados y su tamaño medio oscila entre los 5 y los 10 cm, aunque con frecuencia superan los 20 cm de diámetro. Lo habitual es que haya un claro predominio de cantos de naturaleza volcánica, se han reconocido fragmentos de basaltos afaníticos, andesitas, dacitas y riolitas porfídicas, tobas, limolitas, grauvacas, etc, que proceden de la erosión de las formaciones volcánicas y volcanosedimentarias infrayacentes. Localmente se citan cantos de calizas, en su mayoría biomicritas procedentes de series del Cretácico Superior (Fm Las Lagunas-Las Guayabas) si bien también se reconocen fragmentos con rudistas pertenecientes a la caliza de Hatillo. La matriz, esta formada por arena gruesa o microconglomerática, tiene igual composición, y su habitual compactación se debe a la presencia de cemento silíceo y una pátina de óxidos.

En la Loma de la Cojoba, los cantos de volcanitas presentan deformación, lo que indica como ya sugirió Boiseau (1987), que dichos conglomerados fosilizan una deformación previa, que dicho autor define como finicretácica.

El espesor de esta formación es a escala regional de unos 100 a 300 metros. En el área de trabajo, oscila entre los 300 metros visibles en la Loma de la Cojoga (no se observa el techo de la Fm), y los 50 metros visibles en la Loma del Diviso.

La edad de esta formación se obtiene de forma indirecta. En muestras recogidas de cantos calcáreos se ha datado el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano): *Globotruncana af. ventricosa* White, *Globotruncana as.gr. linneiana* d'Orbigni, *Globotruncana af. bulloides* Vogler, *hedbergella af. planispira* (Tappan), *Herterohelix sp.*, *Pithonella? sphearica* (Kauffmann), *Lamelibranchios* (Rudistas, entre otros), *Equinidermos*, *Rotálidos*, *Miliólidos*, *Ophthalmíidos*, *Discorbidos*. Por otra parte, las formaciones superiores son de edad Eoceno, lo que permite asignarle a esta formación una edad Paleoceno. Si se consideran en conjunto todas las dataciones obtenidas en la formación y, muy especialmente, la de Butterlin (en Boudon, 1985) sobre los cantos del conglomerado de la serie de Yabón, donde

obtiene edades Paleoceno sup.-Eoceno inf., la edad de la Fm Don Juan para el conjunto de la región se puede asignar al Eoceno. Cabe incluso la posibilidad que esta formación sea algo más moderna al este que al oeste, debido a un posible cambio de régimen geodinámico en la región a partir del Eoceno, relacionado con una tectónica de desgarre.

2.3.1.2. Fm. Loma Caballero. Grauvacas y microconglomerados (23) con niveles de calizas micríticas (24) y tobas andesíticas. (25). Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (P_1^3 - P_2^1).

Los niveles conglomeráticos descritos en el anterior apartado, pasan de forma gradual y hacia techo, a una monótona sucesión eminentemente detrítica, formada por grauvacas a veces microconglomeráticas dispuestas en capas centimétricas a decimétricas, que contiene algunas pasadas de volcánicas y calizas.

La sucesión reconocida en la Hoja de Fantino está muy bien expuesta al E y SE de dicha localidad, donde se explotan un par de pequeñas canteras para la obtención de piedra para la construcción. La sucesión aquí reconocida es limitada, inferior a los 50 metros, y está compuesta por una alternancia decimétrica de limos arenosos, lutitas y grauvacas de grano medio, inmaduras, de color marrón, bien estratificada, en capas de orden centimétrico a decimétrico dentro de las cuales se intercalan coladas basálticas de escaso espesor, así como niveles calizos, y posibles piroclastos. Entre Comedero Arriba y Los Palmaritos, en la pista que pasa por Majagua, se observa el contacto de esta Fm, con los Conglomerados de Don Juan.

Los términos sedimentarios de esta formación son en su mayoría grauvacas y litarenitas (23) con fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas, en ocasiones con restos mal conservados de foraminíferos. Por regla general estos materiales presentan aspecto masivo, y solo localmente se reconoce la estratificación, definida por capas centimétricas o decimétricas de lechos de limos y areniscas finas. En estos niveles, se reconocen estructuras sedimentarias del tipo, granoclasificación positiva, laminaciones y ripples, lo que indica que el depósito con frecuencia se realizaba mediante corrientes de turbidez. Estos términos sedimentarios (en gran medida epiclásticos) derivan del retrabajamiento de una serie volcánica próxima, y alternan en áreas vecinas (Hoja de Monte Plata) con los términos piroclásticos propios de ella que están representados por tufitas (tobas líticas de lapilli y cineríticas) de composición basáltica, y brechas de igual composición, con fragmentos siempre inferiores 1 cm.

Intercalado entre estos materiales aparecen niveles centimétricos a decimétricos de unas calizas grises de grano fino (24), laminadas, que dan una pátina de alteración de color marrón. Estos niveles carbonatados han sido muestreados para su estudio micropaleontológico, y muestran restos de espículas de radiolarios (*Globigerina* sp, *Planorotalites* sp, *Morozowella* sp etc), que indican una edad Eocena. Al sureste de Fantino, entre Hato Mayor y La Piedra, en una pequeña cantera, se localiza un nivel de calizas grises laminadas de un metro de espesor. Otro nivel de carbonatos se ha reconocido al oeste de Comedero Arriba, y para su exposición, igual que en los casos anteriores, ha sido exagerado en la cartografía. Además de los carbonatos, aparece en una de las canteras referidas una colada basáltica de espesor métrico, que se dispone concordante con los sedimentos, y que se altera en disyunción en bolos. Otro afloramiento menor de estas rocas se observa al sur del pueblo de El Hoyo. Estas rocas, aunque no han sido cartografiadas, debido a su escaso desarrollo se describen en el capítulo de petrología.

Los afloramientos de rocas volcánicas de mayor entidad de esta formación, se localizan en las proximidades de la Loma del Diviso, donde se localizan hasta tres niveles de tobas andesíticas (25) de 10 a 15 metros de espesor, que dan resaltes morfológicos, y con continuidad cartográfica de hasta 2 kilómetros, si bien hay que indicar que en este punto la exposición es deficiente debido a los amplios coluviones que aquí se desarrollan.

En la zona de proyecto no se reconoce un corte completo de la Fm, razón por la cual se desconoce su espesor total; el espesor mínimo deducido de la cartografía supera en la Hoja de Fantino los 600 metros.

2.3.1.3. Calizas de la Guacara. Calizas masivas karstificadas (26). Eoceno Medio-Superior (P_2^2 - P_2^3).

Las calizas de la Guacara, es el más oriental de un conjunto de afloramientos de calizas masivas, mayoritariamente arrecifales, y otras litologías subordinadas que, con pequeñas dimensiones y desconectados entre sí, se distribuyen por los dominios periféricos de la Cordillera Oriental. A escala regional, estas calizas, reposan en discordancia bien sobre materiales del Cretácico Superior o sobre algunas de las formaciones paleógenas descritas en los apartados precedentes (ver memoria de la Hoja de Rincón-Chavón). Por su contenido faunístico abundante, que permite su adscripción al Eoceno Medio-Superior, este conjunto

de afloramientos calcáreos ha servido para acotar las edades de las series paleógenas de la cordillera.

Las calizas de la Guacara, afloran en el sector oriental de la Hoja de Fantino, y lo hace en dos puntos. El primero corresponde a un amplio afloramiento de materiales carbonatados, que culminan un suave sinclinal de materiales paleógenos, y representa el techo de la secuencia de dicha estructura. En este punto las masas calcáreas aparecen en la mayoría de los casos como afloramientos aislados desconectados entre sí, con un afloramiento mayor que da lugar a la Loma de la Guacara, y otros menores aislados que lo rodean. El segundo de los afloramientos corresponde a una masa de materiales carbonatados de unos 200 metros de espesor y varios kilómetros de corrida, que se extiende desde Sierra Prieta, hasta el arroyo Sabana Potrero. Este segundo afloramiento se asocia a un cabalgamiento (reactivación posiblemente del cabalgamiento del Hatillo), que monta las series paleógenas infrayacentes sobre estos materiales.

En general los materiales carbonatados paleógenos, aparecen parcialmente recubiertos por los depósitos aluviales pliocuternarios del valle del Cívao, lo que impide observar en algunos puntos sus contactos con las formaciones circundantes. Su morfología es la típica de un aparato kárstico de zonas tropicales.

En la Hoja de Fantino, las calizas reposan en aparente concordancia sobre la formación detrítica anteriormente descrita, al menos es lo que se observa en el borde occidental de la Loma de la Guacara, donde se reconoce el tránsito de una a otra, que se realiza a través de unos niveles de areniscas y grauvacas microconglomeráticas, que se disponen paralelas al contacto entre ambas formaciones. Igualmente las observaciones en la Hoja de Monte Plata, donde se distingue en esta formación un tramo inferior de areniscas y calizas, y otro superior de calizas masivas, apuntan en esta dirección. Pese a ello, se discute si existe continuidad estratigráfica entre las referidas calizas y las formaciones inferiores, o si, por el contrario, el referido contacto es una discordancia, como se deduce de los datos cartográficos regionales y locales, que muestran que estas masas calcáreas reposan sobre distintos términos de la secuencia estratigráfica.

Se trata de unas calizas bioclásticas, masivas, algo arcillosas, de color gris, con pasadas o vetas de silex que en zonas limítrofes corresponden a silexitas de radiolarios. Los bioclastos son radiolarios especulares similares a los localizados en los niveles carbonatados de la Fm

Loma Caballero (globigerina sp, Acarinina sp etc) textuláridos, moluscos y algas. Al microscopio la roca se clasifica como un mudstone-wackestone. Todo el conjunto aparece karstificado, con desarrollo de cuevas o güácaras, y formas de erosión-disolución típicas de estas rocas.

En la Hoja de Monte Plata, una formación carbonatada correlacionable con la que nos ocupan, aparece muy bien expuesta en una cantera, donde se distinguen dos tramos que de muro a techo son: a) un tramo de areniscas y calizas tableadas, y b) un tramo superior de calizas bioclásticas masivas. El tramo de areniscas y calizas tableadas se ha datado como Eoceno Medio-Superior con una asociación de Globigerina sp., Acarinina sp., Morozowella sp., Turborotalia sp., Nodosaria sp., Radiolarios, Miliolidos y espículas. El tramo superior de calizas masivas presenta asociaciones que incluso podría sugerir un intervalo más amplio, desde el Eoceno Medio al Oligoceno: Lepidocyclina sp., Nummulites, sp., Turborotalia Rotalia sp., Nephrolepidina sp., Globigerina sp Textularidos, Melobesias , Rotalidos, además de Briozoos, Equinodermos, Lamelibranquios. Atendiendo a criterios regionales y por comparación con formaciones equivalentes del resto de la cordillera, se atribuye a esta formación una edad del Eoceno Medio-Superior.

La precariedad de su afloramiento y escasez de cortes no permite determinaciones fiables sobre el medio de depósito de estos materiales que, en cualquier caso, se circunscribe a pequeñas cuencas marinas con límites muy posiblemente controlados por la tectónica de desgarres, heredando una peleogeografía que comenzó con el depósito de la Fm Don Juan. En todo caso, la formación muestra una somerización desde ambientes de plataforma relativamente abiertos a un medio costero restringido con posible desarrollo de arrecifes.

El espesor de los materiales aflorantes en la Hoja de Fantino, es de 150 a 200 metros.

2.4. Cuaternario.

Se incluye en este capítulo, un conjunto de formaciones superficiales, que definen unidades litoestratigráficas formadas por materiales frecuentemente no coherentes o secundariamente consolidados, relacionados con la evolución reciente del relieve, y con un espesor máximo de orden decamétrico y edad cuaternaria o pliocuaternaria. Estas formaciones pueden ser cartografiadas y definidas atendiendo a atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología.

A continuación, se relacionan las unidades cartografiadas y sus principales características.

2.4.1. Abanicos aluviales antiguos. Arenas feldespáticas y gravas cuarzosas. (27)
Pleistoceno (Q₁-Q₃).

En las proximidades del embalse del Rincón, afloran unos depósitos aluviales antiguos, constituidos por arenas feldespáticas y gravas de cantos de cuarzo. Estos materiales afloran en su mayoría en la margen derecha del embalse del Rincón, en una banda alargada N-S, de forma irregular, de unos 8 Km de longitud, y una anchura que oscila entre 0 y 2 kilómetros. Los referidos materiales se localizan entre las Lomas de Jayaco y Paquito, y adquieren su mayor extensión a la altura del arroyo de la Cidra. Se trata de un depósito tabular, con disposición horizontal o ligeramente basculados hacia el sur, que reposa sobre los Esquistos de Amina-Maimón, de los que se nutre, y está recubierto por los depósitos aluviales del Valle del Cibao.

Está constituida por arenas de cuarzo, que aparecen inmersas en una matriz arcillosa de colores claros, rica en caolín. Los tramos basales son arenas feldespáticas de grano medio con niveles de arcillas y limos blancos caoliníficos. Hacia techo las arenas son de mayor tamaño de grano, y culmina con unos niveles de gravas con cantos de cuarzo y matriz arenosa. Los cantos de cuarzo de los niveles de gravas, son angulosos, de tamaño medio (2 a 5 cms) y aparecen flotados en una matriz de arena de grano medio-grueso. Esta formación se explota en las proximidades de Cañabón, donde se reconocen varias canteras algunas en explotación de donde se extraen materiales granulares para zahorra, y para la fabricación de piezas de hormigón.

El espesor de esta formación reconocido en el arroyo de la Cidra, donde localmente se llega a ver el substrato metamórfico, es de 20 a 25 metros.

2.4.2. Llanura aluvial del valle del Cibao. Limos, arenas y arcillas con cantos (28).
Pleistoceno-Holoceno (Q₃-Q₄).

El río Camú y sus afluentes principales presentan una amplia llanura de inundación en su recorrido por la Hoja, que forman parte de los depósitos aluviales que rellenan el valle del Cibao. El aspecto de esta llanura es el de una banda de anchura de hasta más de una decena de kilómetros, con su máximo en la zona central, pasando por el núcleo de Fantino,

constituida por limos y arcillas entre los que se intercalan niveles de arenas con cantos redondeados de cuarzo y rocas volcánicas. Su espesor es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, que en el mejor de los casos alcanza los dos metros, sin que se reconozca la base del depósito, el espesor estimado es de orden métrico a decamétrico.

En cuanto a su edad, poco se puede precisar, por el grado de erosión que presentan estos materiales granulares, y la incisión de la red de drenaje sobre ellos, suponemos una edad holocena, si bien no se descarta que lleguen al pleistoceno.

2.4.3. Glacis. Gravas, arenas y limos (29). Holoceno (Q₄).

Se incluye en este apartado, a un conjunto de materiales granulares sueltos, que orlan los relieves de las rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central, y los conecta con los depósitos de la Llanura aluvial del valle del Cibao. Estas formaciones superficiales cubren extensas áreas con suave pendiente, salpicadas por frecuentes resaltes rocosos de sustrato total o parcialmente rodeados por la formación superficial, en el caso de los más antiguos. Su clasificación resulta compleja en función de la gran variabilidad de tamaños y combinación de procesos sedimentarios. En general, en las zonas más proximales, dominan los materiales gruesos y angulosos de evolución coluvial o gravitacional pudiendo haberse formado por coalescencia de conos de deyección cercanos entre sí, pasando, en las zonas medias y distales, a materiales más finos y rodados de ambiente aluvial o incluso fluvial.

En sentido estricto incluye tanto abanicos aluviales con una mayor pendiente de depósito, como conos de deyección, que se disponen a la salida de arroyos o cauces principales. Los abanicos aluviales están afectados por una notable disección de la red fluvial, que indica su carácter relictivo, a diferencia de los conos de deyección, de carácter funcional.

No hay duda de que los conos de deyección pertenecen al Holoceno, mientras que los abanicos aluviales algo más antiguos, pudieran adscribirse al Pleistoceno.

2.4.4. Coluviones. Gravas, arenas y limos (30). Holoceno (Q₄).

Dentro de la Hoja de Fantino, los únicos depósitos gravitacionales de entidad, se localizan en su borde suroriental, en la vertiente sur de la Loma del Diviso. Básicamente, son depósitos de cantos heterométricos subangulosos algunos de gran tamaño, englobados en

una matriz areno-limosa de tonos rojizos o pardos, procedente del desmantelamiento de las vertientes. La naturaleza de sus componentes varía en función de la constitución del área madre, que en el caso que nos ocupa, y para los componentes de tamaño canto, son de las mismas rocas volcánicas que dan lugar a los relieves del entorno. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse por ausencia de cortes de detalle. Se deducen potencias de orden métrico o decamétrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno

2.4.5. Canales abandonados (31), y depósitos aluviales de fondo de valle (32). Limos arenas y gravas. Holoceno (Q₄).

Los fondos de valle (32) están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas. Las gravas contienen cantos redondeados heterométricos, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro de 10-20 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda éste puede variar notablemente en función del curso en cuestión; en los de mayor envergadura podría alcanzar 5 m.

En la llanura aluvial, además de los depósitos de fondo de valle, se distinguen otros de geometría alargada que se disponen como cordones que bordean a estos últimos y que corresponden a cauces y meandros abandonados, los cuales muestran un cierto contenido lutítico. Durante las épocas de crecidas importantes, su aspecto varía drásticamente, quedando toda la llanura anegada. Sus ejemplos más importantes se dan en el borde nororiental de la Hoja, en el río Camu. Su espesor es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, pero debe fluctuar entre 2 y 5 m. Por su relación con la dinámica actual se incluyen en el Holoceno.

3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS DE LAS UNIDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

3.1. Petrología

Se incluyen en este capítulo las descripciones petrográficas de los principales litotipos de las unidades ígneas (plutónicas, volcánicas y volcanoclásticas) y metamórficas representadas en la Hoja, cuyas características de campo ya se han descrito en el capítulo dedicado a la Estratigrafía. En este mismo capítulo y a continuación, se exponen los resultados de los

estudios geoquímicos realizados en ellas. El capítulo debería concluir con un resumen de las dataciones absolutas obtenidas en el transcurso del proyecto, si bien no se ha realizado ninguna.

3.1.1. Peridotita de Loma Caribe

A escala regional, las peridotitas de Loma Caribe están formadas por metaharzburgitas, metalherzolitas y metadunitas con variables, aunque generalmente elevados grados de serpentinización. Incluyen pequeños cuerpos gabroides y ocasionales cortejos de diques doleríticos y dioríticos. Aunque intensamente modificada por la deformación y el metamorfismo posterior, la asociación mineral original de las peridotitas está compuesta mayoritariamente por olivino, y en menor cantidad ortopiroxeno, con pequeñas cantidades modales de clinopiroxeno y cromita, cuyas cantidades relativas dan lugar a la alternancia de capas duníticas y harzburgíticas. Se supone que el protolito mantélico fue probablemente un cumulado de cristales generado en condiciones relativamente superficiales.

Posteriormente al estadio ígneo, las peridotitas experimentan un metamorfismo retrógrado, acompañado con una intensa deformación dúctil e hidratación en condiciones de facies de esquistos verdes. Como consecuencia, los minerales ígneos son casi completamente reemplazados por un agregado de grano medio-fino de minerales fibrosos del grupo de las serpentinitas, y lepidoblastos de mica blanca y clorita. Los piroxenos ígneos y el olivino aparecen como porfiroclastos relictos y en forma de inclusiones dentro de la masa serpentínica. La foliación principal (Sp) en estas rocas está definida por la orientación plano-paralela de los minerales serpentínicos, y la disposición de los planos basales de las micas, que definen una fábrica que presenta a menudo un carácter no-coaxial.

En la Hoja de Fantino los principales tipos petrográficos de rocas peridotíticas menos serpentinizadas son (Fig. 3.1.1): harzburgitas masivas con espinela (6173IIIOA9024, 6173IIIOA9025 y 6173IIIOA9032), dunitas con espinela (6173IIIOA9034), y en menor proporción venas websteríticas, harzburgitas serpentinizadas y serpentinitas foliadas. También se ha tomado una muestra de una masa de gabros no diferenciada en cartografía, que aparece inmersa en las peridotitas, muy próxima a la Falla de la Española (muestra OA-9023), que fue tomada por si dicha masa correspondiese a la Fm Peralbillo, aspecto este que ha sido desechado, ya que los referidos gabros muestran los mismos procesos metamórficos de alteración y serpentinización en condiciones metamórficas de bajo grado

(facies esquistos verdes) que las rocas ultrabásicas referidas, por lo que se considera como un pequeño cuerpo gábricos posteriores.

3.1.1.1. Harzburgitas masivas con espinela

Las harzburgitas son peridotitas con olivino (>80-85%), ortopiroxeno (<15-20%), y espinela (2 %), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos de olivino, por lo que se puede clasificar como una harzburgita con espinela. Como minerales secundarios aparecen plagioclasa (<2%), magnetita, óxidos de Fe-Ti, ilmenita, epidota, clorita, serpentinitas, bastita, magnesita, talco, mica blanca y carbonatos. Son rocas faneríticas, subequigranulares, de grano grueso-muy grueso (>2mm, del orden de 5 mm de diámetro). Al microscopio, se observa una deformación plástica intracrystalina en el estado mantélico, a la que se han superpuesto procesos de alteración/rehidratación relacionados con su exhumación. La harzburgita tiene una textura granuda y porfiroclástica mantélica preservada, compuesta por un agregado de mayoritariamente olivino y ortopiroxeno, en el que los prismas de enstatita pueden estar alargados definiendo la fábrica planar. Ambas fases son porfiroclastos, como atestigua la presencia de texturas de deformación plástica como kink bands, bordes de subgranos, engolfamiento de los bordes de grano, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno, desarrollando lamelas de exolución de clinopiroxeno. El ortopiroxeno enstatita forma grandes cristales alotriomorfos, ameboides, variablemente transformados a bastita, y con "coronas" de espinela transformada a opacos. La espinela forma granos idiomorfos ambarinos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto Ol-Opx, o aparece como inclusión tanto en el olivino como en la enstatita. Se superpone una relativamente ligera deformación, fracturación y serpentización, con formación de minerales retrógrados pseudomórficos o rellenando microfracturas, como serpentinitas lizardita-crisotilo, clorita y opacos.

3.1.1.2. Dunitas con espinela

Las dunitas con espinela están compuestas por olivino (>90%) y ortopiroxeno (2-5%), con espinela (<2 %) y clinopiroxeno (<2%) como accesorios. La roca consiste en un agregado granudo subequigranular, de grano medio a grueso (entre 0,5 y 3 mm), compuesto por granos acumulado de olivino subidido a alotriomorfo, cromita marrón rojiza a marrón oscuro (pleonasto), dispersa en el contacto Ol-Opx o como inclusión tanto en el olivino como en la enstatita, y ortopiroxeno intersticial o intercumulus, a menudo de carácter poiquilítico. Se

observa localmente también clinopiroxeno intersticial de grano fino, en proporciones accesorias. Los procesos de alteración y metamorfismo relacionados con la exhumación han dado lugar a la formación de agregados de lizarditacrisotilo del grupo de las serpentinitas, así como variables cantidades de clorita, talco/mica blanca, opacos y óxidos de Fe, generalmente pseudomórficos del olivino.

3.1.1.3. Venas websteríticas

Las venas de websteritas son de tamaños centimétricos y claramente discordantes respecto a la fábrica planar de la harzburgita, definida por la elongación de los prismas y porfiroclastos de enstatita. Presentan textura granuda granoblástica y está compuesta por orto y clinopiroxeno, a menudo zonados, con una zona intermedia de impregnación donde es más abundante el clinopiroxeno. Estas venas constituyen el registro del paso de fundidos que impregnan y reaccionan con la harzburgita encajante. Se superpone un variable reemplazamiento pseudomórfico estático de los minerales mantélicos por agregados de serpentinita y, menos abundantes, de mica blanca/sericita, clorita, opacos y un material amarillo amorfo.

3.1.1.4. Serpentinitas masivas y foliadas

En el macizo Peridotítico de Loma Caribe se han observado dos tipos principales de rocas serpentiniticas: metaperidotitas serpentinizadas masivas y serpentinitas foliadas. A su vez, jalando la Zona de Falla de la Española y otras macroestructuras dúctil-frágiles y frágiles, las serpentinitas forman cuerpos de geometría lantejonar, que aparecen intensamente foliados y cizallados. Las serpentinitas masivas están compuestas por harzburgita y dunita completamente transformada (protolito), que forman bloques con las texturas mantélicas preservadas rodeados por serpentinitas cizalladas o harinas serpentiniticas. No obstante, en los taludes de la Autopista Duarte, las serpentinitas masivas y harburgitas abundan en los niveles estructurales más bajos y las serpentinitas foliadas son predominantes en los niveles estructuralmente más altos, en donde las texturas mantélicas sólo se preservan en bloques porfiroclásticos. Estos niveles estructuralmente más altos se caracterizan por la presencia de sills de rocas gabroicas y doleritas, de forma abundante en algunos sectores, que han desarrollado una alteración y/o metamorfismo de la facies de los subesquistos y esquistos verdes (de fondo oceánico?). En estas serpentinitas masivas, la asociación original de olivino, ortopiroxeno y escaso clinopiroxeno está reemplazada por minerales serpentiniticos

microscópicos, pseudomorfos de bastita y magnetita oscura. La espinela Cr-Al (2-3%) está alterada a óxidos opacos. La asociación mineral está compuesta por crisotilo + lizardita + brucita + magnetita + clorita, que indica una alteración hidratada de baja temperatura. No se ha observado antigorita metamórfica.

Las serpentinitas masivas con texturas mantélicas relictas son completamente transformadas en serpentinitas foliadas y harinas serpentiniticas, como consecuencia del cizallamiento dúctil y la deformación dúctil-frágil cataclástica, registrando las texturas sucesivos grados y condiciones de la deformación interna y retrogradación/hidratación a baja-T. Las superficies de esquistosidad envuelven bloques de rocas más competentes, particularmente de rocas gabroicas, los cuales gradúan entre < 1 cm a más de 100 m de longitud. Al microscopio, las serpentinitas foliadas son rocas de grano fino, compuestas por un agregado de fibras subparalelas de minerales serpentiniticos, que definen la foliación, junto con agregados de clorita, sericita, epidota, carbonatos y opacos. Las serpentinitas han crecido también rellenando microfracturas, junto a la mica blanca y clorita.

3.1.1.5. Gabros, microgabros y doleritas.

En este apartado se describen un grupo de rocas máficas textural y composicionalmente bastante variadas que intruyen como diques y sills en los niveles estructuralmente más altos de la Peridotita serpentinizada de Loma Caribe. En la Hoja de Fantino, no se ha diferenciado ningún cuerpo gábrico, debido a su escasa entidad, si bien han sido muestreados. Generalmente se trata de cuerpos intruidos de manera concordante respecto a la foliación de las serpentinitas foliadas encajantes, con variable desarrollo de una fábrica interna planar magmática paralela al contacto intrusivo. La deformación dúctil y dúctil-frágil posterior ha originado su disrupción en bloques competentes y tectoenclaves porfiroclásticos, rodeados por la foliación serpentinitica.

Buenos afloramientos de estas rocas gabroicas y doleríticas se observan en las canteras y taludes abiertos a lo largo de la Autopista Duarte en la Hoja de Fantino. Su edad es incierta, pero por sus características geoquímicas debe tratarse de magmas intruidos en varias etapas a lo largo del intervalo Aptiense-Campaniense.

Los principales tipos petrográficos de rocas gabroicas observados son: gabros de grano fino a medio, hornbléndicos, masivos y foliados (6173IIIOA9023), leucogabros de grano grueso, hornbléndicos y pegmatíticos (), y microgabros de grano fino, hornbléndicos.

Los gabros hornbléndicos poseen una composición modal compuesta por hornblenda (50-55% incluidos los pseudomorfos), plagioclasa (45%), clinopiroxeno (<5% relictos), y opacos (<5%). La textura es holocristalina, subequigranular y está caracterizada por el desarrollo de una fábrica magmática planar, definida por el alineamiento de los prismas de plagioclasa y anfíbol, así como de agregados de opacos. La roca está deformada después en condiciones más frágiles, desarrollando un sistema de grietas rellenas de epidota y cuarzo. El anfíbol ígneo sin- y tardi-magmático es pleocróico verde pálido-marrón, de composición hornblenda, y forma prismas alargados y agregados de pequeños granos elongados paralelamente. No obstante, parte del anfíbol está relacionado con una alteración hidrotermal de alta-T, que da lugar a un reemplazamiento de carácter estático y pseudomórfico de los piroxenos. La plagioclasa forma grandes prismas y aparece recristalizada a albita y epidota. La magnetita/ilmenita forma agregados algo esqueléticos en el contacto hornblenda-plagioclasa. La alteración tardi- y post-magmática es bastante intensa y da minerales secundarios como actinolita/hornblenda actinolítica, epidota, mica blanca/sericita, prenhita, albita y clorita, en general típicos de la facies de los esquistos verdes de baja-T.

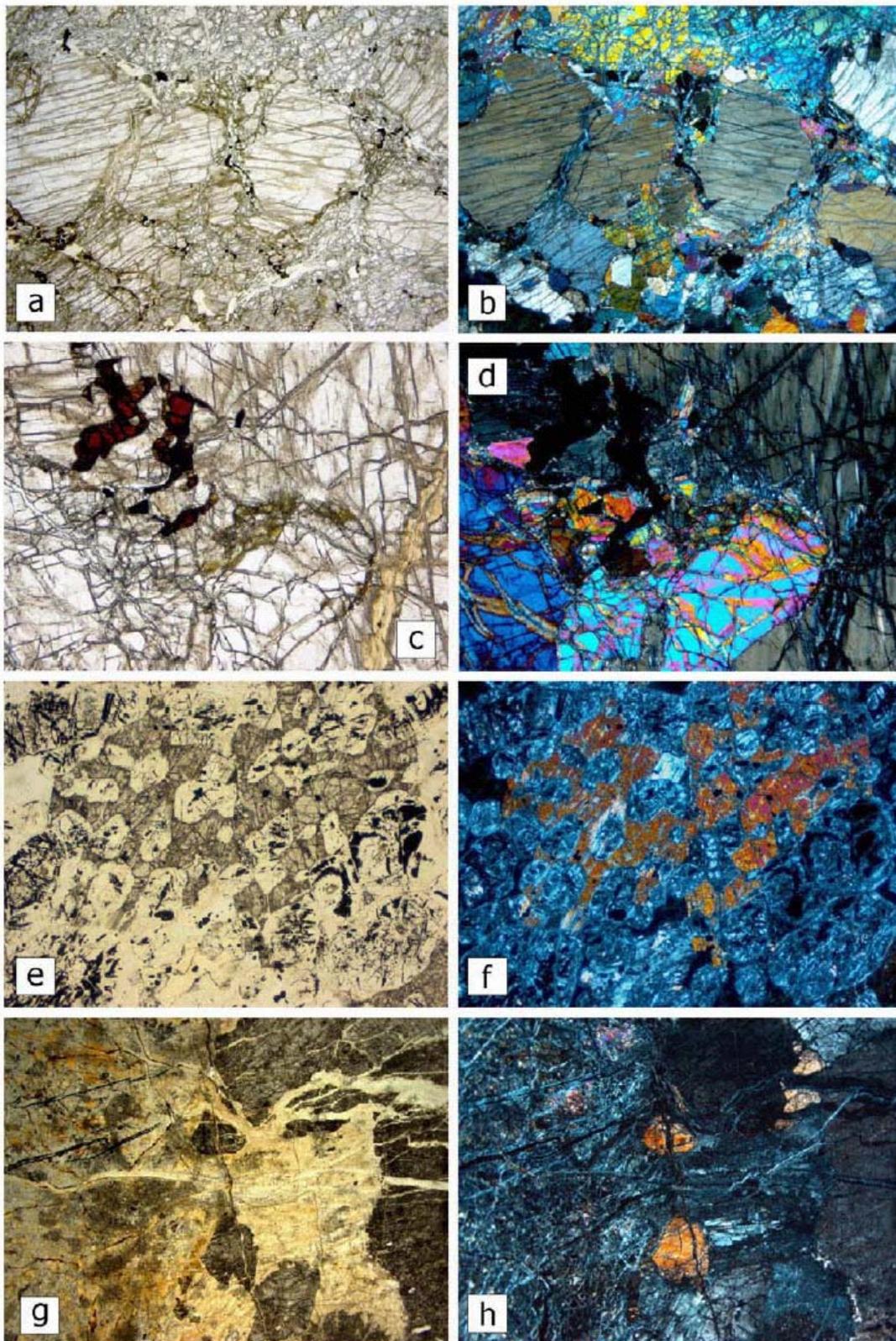


Fig. 3.1.1. Peridotita de Loma Caribe (a) Harzburgita de textura porfiroclástica, LN; (b) Id., LP; (c) Detalle de la asociación olivino, cromo-espínela y enstatita, LN; (d) Id., LP; (e) Cumulado dunítico con piroxeno intercúmulus, LN (f) Id., LP; (g) Vena clinopiroxenítica (derecha) intrusiva en harzburgita serpentinizada (izquierda), LN; y (h) Id., LP.

3.1.2. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja

Se incluye en esta asociación un conjunto de rocas metavolcánicas, pizarrosas, y chert, que afloran directamente sobre las peridotitas y serpentinitas de Loma Caribe. En la zona estudiada sólo aparecen litológicamente representados los términos de rocas volcánicas y los sedimentos estratigráficamente suprayacentes, en general transformados a esquistos máficos y a pizarras silíceas, respectivamente.

Las rocas metavolcánicas son de composición basáltica y, cuando el bajo grado de deformación lo permite, aparecen formando flujos masivos, lavas almohadilladas, brechas volcánicas e hialoclastitas, así como diques de alimentación que muestran contactos enfriados frente a las rocas volcánicas encajante. En la Hoja de Fantino, los principales tipos petrográficos observados en la ALM son rocas metavolcánicas y metasedimentarias, incluyendo: metavolcanitas básicas y esquistos máficos, metatobas máficas; pizarras sericítico-cloríticas con epidota (6173IIIIOA9045); y filitas cuarzo-feldespáticas con moscovita (6173IIIIOA9033). La descripción de las metavolcanitas básicas se hará tomando de referencia las muestras de la vecina Hoja de Jarabacoa.

3.1.2.1. Metavolcanitas básicas y Esquistos máficos.

Cuando el grado de deformación y metamorfismo son bajos, las metavolcanitas básicas preservan parte de las texturas y mineralogía del protolito, en cuyo caso, se trata de basaltos y ferrobasaltos titanados de color gris-marrón a gris-azul oscuro, que forman flujos de textura afanítica y microporfídica. Al microscopio presentan texturas de grano muy fino, hipocristalinas de tipo intersectal, así como de reemplazamiento y recristalización tardi- y post-magmáticos. En zonas son variablemente variolíticas, producto del rápido enfriamiento del magma, en un medio submarino relativamente profundo. Como componentes principales o fenocristales poseen plagioclasa, clinopiroxeno y, raramente, olivino; como componentes accesorios o pasta presentan ortopiroxeno, titano-ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Cuando el grado de deformación y metamorfismo es mayor, la mineralogía y texturas originales se pierden, y los basaltos descritos en el anterior apartado, se transforman en esquistos máficos de grano fino a muy fino, variablemente porfiroclásticos y miloníticos (Muestra OA-9045). En estos esquistos la orientación lepidó y nematoblástica de los minerales metamórficos define una fábrica planolinear principal, Sp-Lp, variablemente penetrativa, y los restos de la roca volcánica son escasos porfiroclastos de clinopiroxeno

augítico, rodeados por la Sp y reemplazados en sombras de presión por minerales metamórficos. Los nematoblastos de anfíbol son verde pálido, variablemente pleocroicos y de composición actinolita, estando en las rocas de textura milonítica orientados en los planos S y C de la foliación compuesta. Los planos de foliación están también definidos por la orientación de lepidoblastos muy finos mica blanca, clorita, de agregados de epidota, esfena, albita, ilmenita, óxidos de Fe-Ti y opacos. La plagioclasa ígnea ha sido deformada dúctilmente y recristalizado formado subgranos de albita. En resumen, estas rocas evidencian una deformación dúctil sin-metamórfica, de variable intensidad y carácter no-coaxial, en condiciones de la facies de los esquistos verdes con epidota de baja-P.

3.1.2.2. Filitas cuarzo-feldespáticas con moscovita

Las rocas estudiadas (muestra OA-9033) están formadas por un agregado granonematoblástico de grano fino a muy fino, compuesto por cuarzo, albita, clorita, mica blanca moscovítica y algo de epidota, en el que la elongación mineral preferente define la fábrica planar Sp. Esta Sp aparece localmente microcrenulada por una Sp+1. En relación al metamorfismo, en estas rocas la Sp está definida por la orientación de minerales propios de la facies de los esquistos verdes de baja-T (Ab+Ms+Ep+Chl), particularmente lepidoblastos de moscovita y clorita. Los porfiroblastos de plagioclasa son de subidio a alotriomorfos y presentan sombras de presión asimétricas rellenas de mica blanca y clorita, dando cuenta del carácter no-coaxial de la deformación. El cuarzo forma agregados policristalinos lenticulares y pequeños granos aplastados paralelamente a la Sp, que también queda definida por pequeños lepidoblastos paralelos de clorita y moscovita, y por agregados de epidota. El protolito fue probablemente una roca ígnea ácida, de composición cuarzo-feldespática, posiblemente plagiogranitos oceánicos, completamente traspuesto por la deformación y el metamorfismo

3.1.3. Formación Los Ranchos

Dentro de la Hoja de Fantino, la Fm que nos ocupa, está representada en el extremo oriental de la misma, donde aflora un conjunto de tobas brechas y epiclastitas entre las que destacan niveles volcánicos de riolacitas y basaltos. Estos materiales afloran ampliamente en la vecina Hoja de Cotuí, donde se distinguen mayor número de productos volcánicos. A continuación, se describen los tipos petrológicos que caracterizan a esta Fm en la Hoja de Fantino. Fig 3.1.2.

3.1.3.1. Tobas brechas y epiclastitas (8)

Los términos fragmentarios estudiados petrográficamente en esta Fm, son de composición básica o intermedia-básica, y aparecen soldados. Presentan textura afírica, y están compuestos por microfenoblastos de plagioclasa, cuarzo y de fragmentos de rocas oscuras plagioclásicas, muy alteradas, y una matriz sericitico-clorítica. Los fragmentos de rocas, están reemplazados a un agregado oscuro de clorita, sericita y epidota microcristalina muy fina, y hematites pelicular que impregna y tiñe la roca (alteración superficial). La matriz es escasa, presentan una cierta fábrica deformativa, y está recrystalizada a un agregado micro y criptocristalino de sericita, clorita, hematites y opacos.

Las facies fragmentarias de brechas y microbrechas basálticas proceden de rocas volcánicas piroclásticas submarinas, en las que el tamaño de clastos es $>2\text{mm}$ generalmente, aunque hay facies de menor granulometría ($<1\text{ mm}$) los cuales son de composición basáltica y andesítica. Se clasifican como brechas y microbrechas volcánicas líticas, máficas y poligénicas, variablemente alteradas hidrotermalmente. Los fragmentos de roca son principalmente lavas de composición basáltico-andesítica, de variables texturas como porfídicas, microporfídicas, glomeroporfídicas, fluidales vesiculares y afaníticas. En gran parte, estos clastos se corresponden con basaltos toleíticos con uno o dos piroxenos y plagioclasa, variablemente afectados por una alteración espilítica. Al microscopio, los fragmentos de los basaltos porfídicos están constituidos por un agregado de fenocristales y microfenoblastos de plagioclasas tabulares submilimétricas, con macla simple y cierta zonación, y cristales o pseudomorfos de ferromagnesianos, que se destacan sobre la pasta o matriz desvitrificada y recrystalizada. La orientación de las tabletas de plagioclasa define microtexturas fluidales en algunos clastos. Estas facies se pueden clasificar como toleitas piroxénicas u olivino-piroxénicas.

La matriz de la brechas gradúa entre micro- y criptocristalina, y aparece desvitrificada, y variablemente afectada por una alteración hidrotermal que texturalmente consiste en un reemplazamiento pseudomórfico en parches de la roca a agregados de minerales secundarios, así como produce rellenos de las oquedades por agregados de clorita y zeolitas radiales en las facies vesiculares. La alteración espilítica origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos; la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas; cristalización y relleno de cuarzo; y la opaquización de la mesostasia. La espilitización rellena los huecos de la lava (amigdalas)

por agregados y parches de clorita, calcita y pumpellita, frecuentemente como agregados verdes fibroso-radiales drúsicos. En algunas muestras la matriz está menos alterada que los clastos, por lo que buena parte de la “espilitización” fue muy temprana.

Asociadas a las brechas aparecen depósitos piroclásticos e hidroclásticos (fragmentados en el contacto magma agua) como tobas máficas, constituidas esencialmente por fragmentos líticos y de fenocristales de tamaños desde grueso a lapillo (<2mm diámetro), sin fábricas deformativas. Como depósitos finos aparecen también tobas finas o muy finas, de estructura interna generalmente masiva o gradada, compuestas por clastos de semejante composición.

3.1.3.2. Basaltos (10).

Se agrupan bajo este epígrafe rocas volcánicas basálticas afaníticas, traquíticas y almohadilladas que aparecen típicamente “espilitizadas”. Estas rocas texturalmente son desde afíricas masivas a ligeramente porfídicas y microporfídicas. Los fenocristales son exclusivamente de plagioclasas, que se destacan sobre una mesostasia verde a verde-azulada oscura de grano fino a muy fino, son desde idio- a alotriomorfas, y aparecen zonadas y macladas polisintéticamente, generalmente están profundamente albitizadas debido a la alteración secundaria. La matriz está compuesta por un entramado de microfenoblastos de plagioclasas, variablemente orientados subparalelamente, pseudomorfos de ferromagnesianos, y material micro y criptocristalino resultado de la desestabilización del vidrio volcánico original. Este material está fuertemente reemplazado por un agregado de sericita, clorita, óxidos de Fe-Ti y opacos, así como agrupaciones de esferulitos. La alteración hidrotermal es típicamente clorítico-albítico-epidótica (“espilitización”), origina una característica coloración verde a la roca, y da lugar a reemplazamientos de calcita, epidota, albita, pumpellita, sericita y óxidos de Fe. Hay también facies vacuolares, con rellenos zonados de los huecos compuestos por clorita, pumpellita, esferulitos silíceos, calcita y sericita. La alteración verde se acompaña a menudo por la formación de sistema de fracturas y microfisuras con rellenos de epidota.

3.1.3.3. Riodacitas (9).

Las dacitas y riodacitas porfídicas constituyen un grupo de rocas volcánicas principalmente lávicas (Muestra OA-9005), de composición predominantemente dacítica, y de textura porfídica compuesta por fenocristales de anfíbol, plagioclasa y cuarzo, que se destacan sobre una

pasta volcánica o matriz micro-criptocristalina de composición cuarzo-feldespática, variablemente recrystalizada. En estas rocas, los fenocristales de anfíbol idiomorfo son de 0,5-1 mm de longitud y de composición hornblendica, reemplazados a epidota amarilla, sericita y opacos. Los fenocristales de cuarzo y de plagioclasa son de subidido a xenomorfos, poseen tamaños milimétricos (1,5-7 mm), y aparecen tanto como cristales individuales como formando microagregados glomeroporfídicos. Las plagioclasas poseen zonados simples y oscilatorios complejos, y están casi completamene transformadas zonalmente a epidota, prenhita, sericita, albita y cuarzo. El cuarzo forma abundantes cristales globosos de hasta 6 mm de diámetro. En las facies riodacíticas se observa algún fenocristal de feldespato-K (sanidina) subidiomorfo y con macla simple, parcialmene reemplazado por minerales secundarios.

Parte de estos fenocristales, y particularmente en el cuarzo, han desarrollado texturas de desequilibrio cristal-fundido en el momento de la cristalización, como bordes de reacción, golfos de corrosión, bordes de grano subredondeados por reabsorción, etc. La mesostasis o matriz está formada por un agregado de texturas esferulíticas y de desvitrificación del vidrio volcánico. Los minerales secundarios consisten en albita, epidota, sericita, clorita, prenhita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, generalmente pseudomorfizando a los fenocristales y como rellenos de microfracturas. En las muestras mineralizadas se observan microagregados (<0.5 mm) de pirita en cubos dispersos por la roca, variablemente oxidados.

En general las muestras de esta Fm, presentan una esquistosidad incipiente, poco desarrollada, y unos procesos de metamorfismo de grado bajo, en facies de esquistos verdes, caracterizado por la asociación sericita, clorita, epidota, mica blanca.

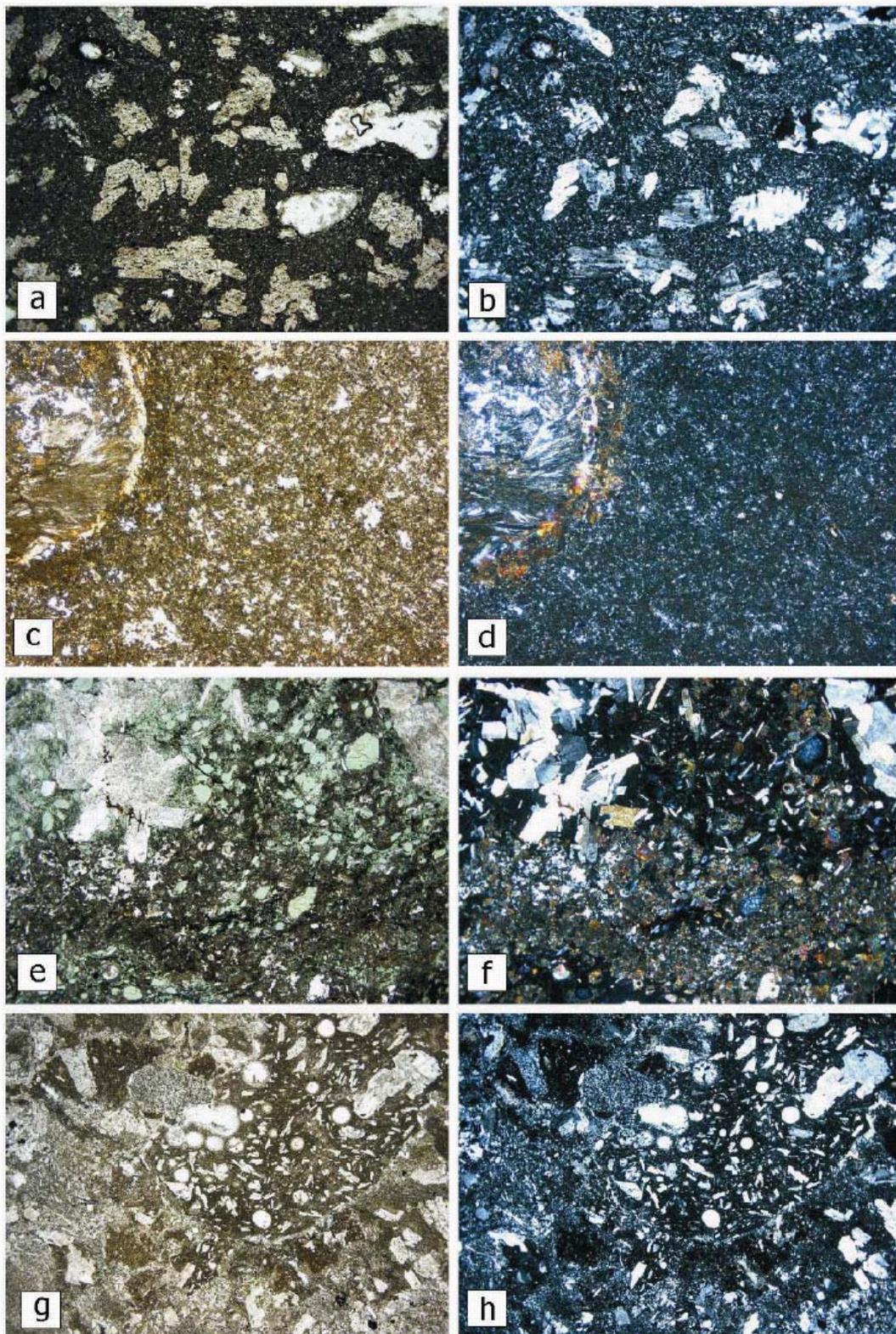


Figura 3.1.2. Fm Los Ranchos: (a) Basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno microporfídicos, (b) idem, (c) Basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno microporfídico, (d) Basalto con plagioclasa, orto y clinopiroxeno porfídico, (f, g, y h) idem.

3.1.4. Esquistos de Amina-Maimón

Los Esquistos de Maimón aparecen a lo largo de las Hojas de Hatillo, Fantino y La Vega, mientras que las rocas de la Formación Amina constituyen su continuación al NO a lo largo de las Hojas de San José de Las Matas, Monción y Martín García. En la Hoja de Fantino esta Fm está constituida como ya se indicó en el capítulo de estratigrafía, por una serie eminentemente volcánica, bimodal, afectada por procesos por lo general intensos de deformación-alteración, asociados a un metamorfismo de bajo grado, en facies esquistos verdes, que trastocan la roca original, que en muchos casos se presentan como una roca esquistosa, en la que es difícil reconocer el protolito. Los tipos petrográficos identificados son: a) lavas riolíticas miloníticas, b) esquistos verdes (basalto plagioclásico protomilonítico), c) metarriolitas, d) riodacitas miloníticas y e) alternancia de esquistos máficos y félsicos.

En función del grado de deformación, los principales tipos litológicos reconocidos son (Fig. 3.1.3): basaltos y metabasaltos con plagioclasa y clinopiroxeno, en ocasiones microporfídicos (6173IIIIOA9020 y 6173IIIIOA9018) o protomiloníticos (6173IIIIOA9017), riolitas, dacitas y metariolitas porfídicas (6173IIIIOA9012 y 6173IIIIOA9016), variablemente protomiloníticas(6173IIIIOA9015) y cataclastizadas (6173IIIIOA9019), esquistos clorítico-epidóticos, esquistos actinolítico-epidóticos (6173IIIIOA9027), en bandas miloníticos (6173IIIIOA9022), y esquistos/cuarzo-esquistos feldespáticos con moscovita, filonítico-miloníticos (6173IIIIOA9021) y cataclásticos (6173IIIIOA9019). Regionalmente también se han observado tramos de metandesitas y de alternancias de metatobas básicas y ácidas.

3.1.4.1. Lavas riolíticas miloníticas (12), y metariolitas 13).

Las riolitas, dacitas y metariodacitas porfídicas constituyen los términos ácidos relativamente menos deformados dentro de la Formación. Amina-Maimón. Afloran a muro de ella, y se trata de rocas masivas, deformadas, de colores blancos o amarillentos, formadas por fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz de grano fino.

Al microscopio estas rocas exhiben generalmente texturas porfiroclásticas compuestas por porfiroclastos de fenocristales ígneos y, menos frecuentes, de fragmentos de rocas ácidas, y una mesostasia o matriz granolepidoblástica de grano muy fino, que puede estar estructurada masivamente o definir una fábrica planar de diseño anastomosado.

Los cristales ígneos preservados son porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, siendo la piritita abundante en algunas rocas. Se presentan alargados paralelamente a la Sp y en con el aumento de la deformación han desarrollado sombras de presión y colas de recristalización asimétricas, rellenas por agregados de cuarzo, sericita y clorita. Los escasos fragmentos de rocas volcánicas están también aplastados e internamente estructurados paralelamente a la esquistosidad. Los porfiroclastos están rodeados por una matriz recristalizada estáticamente o alargada tectónicamente, compuesta por un fino agregado de sericita, clorita, albita, epidota, cuarzo, penhita y pumpellita en variables proporciones modales, así como por ilmenita y opacos

3.1.4.2. Esquistos verdes (basaltos plagioclásicos miloníticos). (11).

Los basaltos, andesitas y equivalentes metamórficos poco deformados, constituyen los términos básico-intermedios del magmatismo de la Formación Amina-Maimón, y se sitúan a techo de los materiales ácidos descritos en el anterior apartado. Los basaltos son lavas de color gris oscuro-verdoso, de grano muy fino a afaníticas, variablemente vesiculares (amigdalares), afectadas por el desarrollo de esquistosidad y sistemas de venas milimétricas sincinemáticas. Al microscopio, son rocas granudas holocristalinas, subequigranulares, y variablemente fluidales, compuestas por plagioclasa (55-65% modal), clinopiroxeno (incluidos pseudomorfos de Act-Hbl; 25-35%), opacos (<5%), hornblenda (<5%) y cuarzo (<5%), como minerales principales. Los principales accesorios son granos de magnetita e ilmenita. La plagioclasa forma microprismas y acículas tabulares de subidio- a idiomorfos, y agregados radiales y fasciculares. El piroxeno es augítico y forma microprismas subidio a alotriomorfos alojados subofíticamente entre la plagioclasa. El anfíbol es verde pálido ligeramente pleocróico y forma microprismas de subidio/idiomorfos, resultado de la transformación pseudomórfica hidrotermal tardi- o post-magmática de los piroxenos ígneos.

El cuarzo aparece más bien como granos intersticiales alotriomorfos secundarios. La alteración tardi- y/o post-magmática supone la formación de agregados de penhita, albita, sericita, clorita y opacos. Las vacuolas están rellenas por agregados granoblásticos de cuarzo drúsico y agregados de epidota y mica blanca.

Las metaandesitas son referibles a protolitos de andesitas y dacitas porfídicas con anfíbol y plagioclasa. En las muestras estudiadas la mineralogía ígnea a sido transformada a un fino agregado de Act+Chl+Ms±Ep±Ab, variablemente elongado paralelamente a una Sp definida

por opacos, dando lugar a rocas de color gris-verdoso a la escala de afloramiento. Sin embargo, se han reconocido microfenocristales relictos de Cpx, Hbl y Pl

Los esquistos verdes, son tipos clorítico-epidóticos y actinolítico-epidóticos, que se corresponden con los términos intermedios y básicos anteriores más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Estas litologías alternan a escala cartográfica con las filitas, esquistos y cuarzoesquistos feldespáticos, definiendo bandas de anchura hectométrica-kilométrica en buena parte del ámbito de afloramiento de la Formación. Amina-Maimón. Se trata de rocas máficas de grano fino a muy fino, que presentan una fábrica planar principal (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) bien desarrollada, que generalmente es de características miloníticas y filoníticas. La lineación está definida por la elongación de los prismas de anfíbol verde, los porfiroblastos de plagioclasa y el estiramiento de los agregados lenticulares de cuarzo. Al microscopio, las texturas observadas son desde porfiroclásticas de matriz lepidoblástica y granoblástica microbandeada, a granonematoblásticas bandeadas, graduando a filoníticas y miloníticas de grano fino y muy fino. Los componentes minerales principales de estas rocas son anfíbol cálcico (actinolita-tremolita), albita, moscovita/sericita, clorita, prenhita, pumpellita, epidota y cuarzo, con ilmenita, pirita, esfena, apatito, zircón y óxidos de Fe-Ti, como accesorios. Frecuentemente, en las rocas se distinguen porfiroclastos y matriz blástica recristalizada dinámicamente. Los porfiroclastos son de plagioclasas fragmentadas originando texturas pull-apart en cuyos huecos recristaliza albita, y de cuarzo aplastado y recristalizado dinámicamente. La matriz tectónica está microbandeada (Sp) en niveles más o menos ricos en cuarzo y está constituida por un fino agregado de actinolita+mica blanca+clorita+epidota+opacos.

En estas rocas, la foliación principal Sp ha sido generada por una deformación dúctil no coaxial, que frecuentemente ha formado una fábrica compuesta S-C milonítica sinmetamórfica. Las asociaciones minerales contemporáneas al cizallamiento dúctil están constituidas por albita+clorita+moscovita ±prenhita+cuarzo+epidota+pumpellita y albita+clorita+moscovita+actinolita+epidota, que son diagnósticas de las facies de los subesquistos verdes (prenhita-pumpellita) y de los esquistos verdes de baja-T. En las láminas delgadas orientadas realizadas en los esquistos máficos, el sentido de cizalla deducido a partir de la asimetría de los indicadores cinemáticos es de techo al N y en (inverso), paralelo a la lineación de estiramiento milonítica.

3.1.4.4. Riodacitas miloníticas (14).

Estas rocas son los términos ácidos de la Formación. Amina más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Se trata de rocas esquistosas de tonos claros, grano fino a muy fino y que han desarrollado una fábrica plano-linear (Sp-Lp) no-coaxial. Al microscopio, estas rocas muestran texturas porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica, miloníticas y filoníticas. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa albítica, epidota, cuarzo, moscovita/sericita y clorita. Como minerales accesorios aparecen zircón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos. Al microscopio, se observan escasos porfiroclastos de plagioclasa y pirita con sombras de presión asimétricas, que se destacan en una matriz finamente foliada. Se distingue una esquistosidad principal, definida por la elongación lepidoblástica del agregado de sericita+clorita+opacos+óxidos de Fe. La esquistosidad es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión y la existencia de una familia de planos oblicuos un ángulo muy pequeño, que definen una fábrica S-C de tipo I (Passchier y Trouw, 1996) y baja-T. El carácter no-coaxial de la esquistosidad principal está también indicado por la fábrica interna de los granos de cuarzo en los ribbons policristalinos, que es oblícua respecto a los planos C, y en la asimetría de las colas y sombras de presión en torno a los porfiroclastos de epidota. En todas las láminas delgadas orientadas estudiadas, el sentido de cizalla obtenido a partir de la asimetría de indicadores cinemáticos es de techo hacia el NO y N, paralelo a la Lp mesoscópica. Las condiciones de la deformación fueron propias de la facies de los subesquistos y esquistos verdes. I.

Localmente se reconoce una esquistosidad de crenulación definida por clorita, epidota, albita y mica blanca, junto a venas y grietas de extensión de mineralogía similar. En los cuarzo-esquistos miloníticos, la alteración secundaria más tardía produce una sericitización de plagioclasas, la cloritización del anfíbol y micas, y acumulación de hematites tapizando microfracturas e impregnando las plagioclasas. Como minerales accesorios se ha observado zircón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos indiferenciados.

3.1.4.5. Esquistos máficos y félsicos bandeados. (15).

A techo de esta Fm., aparecen unas rocas bandeadas formadas por la alternancia de metatobas básicas y ácidas forman tramos de potencia decimétrica, en los que están variablemente deformadas y metamorfizadas. En sectores poco deformados presentan de forma característica, una alternancia centimétrica de niveles félsicos oscuros y ácidos

claros, heredada del protolito volcánico. En sectores deformados, como en el área del embalse de Monción, la alternancia es transpuesta por un bandeo tectonometamórfico, donde la mineralogía ígnea ha sido reemplazada por un fino agregado de $Ms+Chl+Ep\pm Prh+Pmp$ en los niveles básicos y de $Ab+Qtz+Ms+Ep+Chl\pm Prh$ en los ácidos. Los fenocristales relictos preservados son de piroxeno, plagioclasa y cuarzo.

3.1.4.6. Distribución y condiciones P-T del metamorfismo

Las rocas de la Formación Amina-Maimón contienen asociaciones minerales relacionadas con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis pre-Sp estática de carácter hidrotermal; y (2) una blastesis sin-Sp dinamotérmica. La primera está relacionada con la alteración de fondo oceánico (espilitización) tardi y post-magmática de los protolitos, siendo por tanto de edad Cretácico Inferior y análoga en sus características a la que afecta a las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos. Este metamorfismo es de carácter pseudomórfico, preservando las texturas pero generalmente no la mineralogía ígnea. Las asociaciones minerales formadas indican condiciones P-T de la facies de prehnita-pumpellita. La blastesis dinamotérmica origina asociaciones minerales que definen la fábrica Sp-Lp. En protolitos ácidos produce la asociación: $Qtz+Ab+Ms+Chl+Sph\pm Bt\pm Prh\pm Ep+Op$; y en los intermediobásicos $Ab+Chl+Ms+Prh+Pmp+Ep+Op$ y $Act+Chl+Ep+Ab+Ms+Cal+Sph+Op$, indicativas de las facies de prehnita-pumpellita y esquistos verdes de baja-T y P (sin granate), respectivamente. Todas las muestras estudiadas de esquistos máficos de la Hoja de Fantino poseen asociaciones con actinolita y por tanto han desarrollado un metamorfismo en condiciones de la facies de los esquistos verdes. El contacto cartográfico entre la facies de prehnita-pumpellita y la de esquistos verdes está definido por una isograda de actinolita-in, se localiza en la Hoja de San José de Las Matas, próxima a un cabalgamiento y subparalelo a su traza. Por lo tanto, es posible que la deformación dúctil continúe después de la blastesis metamórfica, deformando a las isogradas. Esta interpretación está favorecida por la presencia de texturas pull-apart subperpendiculares a la Lp en la Act y rellenas de $Chl+Ms$, indicativas de un descenso en la T durante la deformación. Posteriormente, los esquistos de la Formación Amina fueron filonitizados y cataclastizados por la ZFLE.

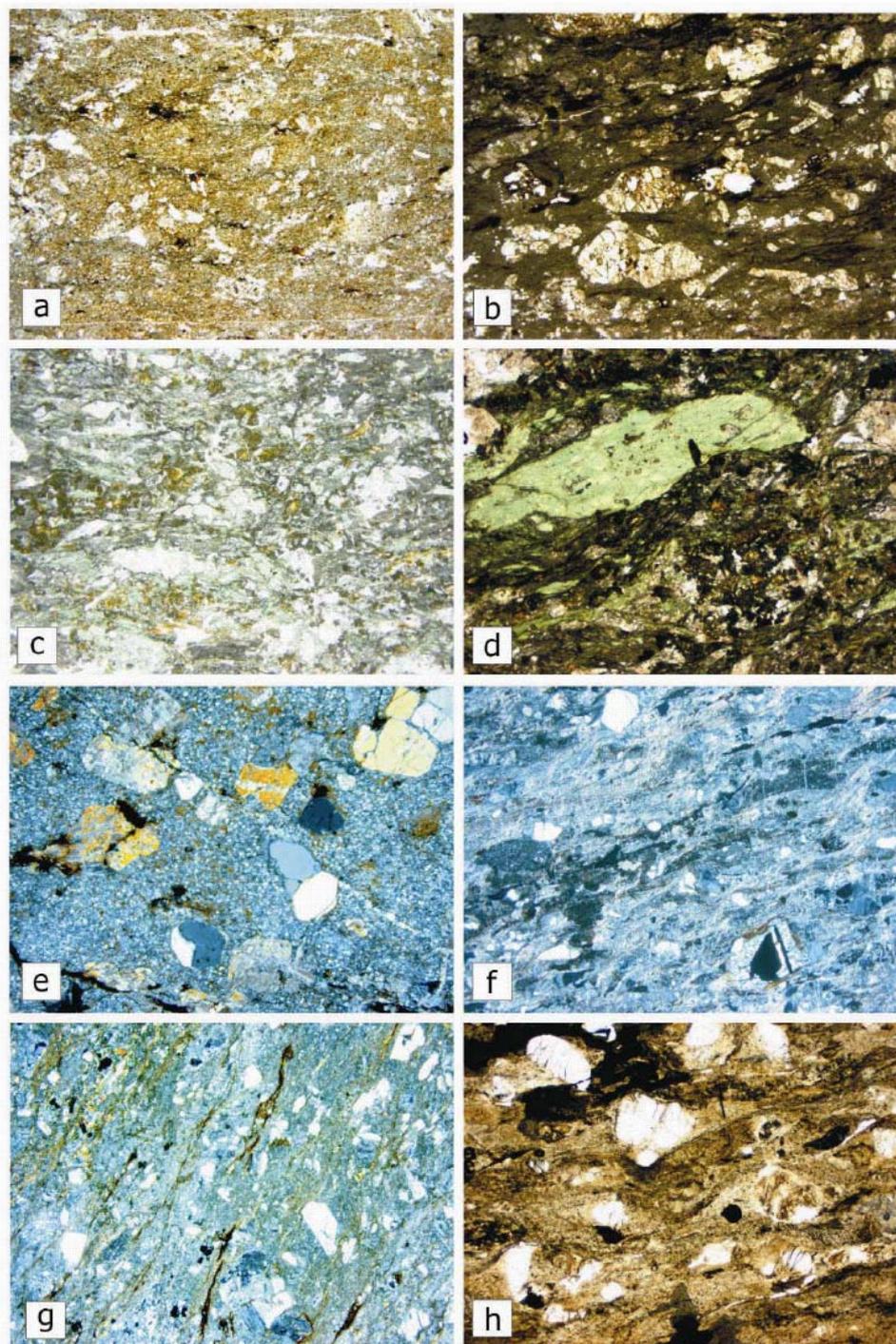


Fig. 3.1.3. (a) Metabasaltos con plagioclasa y clinopiroxeno microporfídicos (6173IIIOA9020), LN; (b) Metabasaltos con plagioclasa y clinopiroxeno protomiloníticos (6173IIIOA9017), LP; (c) Esquistos máficos actinolítico-epidóticos (6173IIIOA9027), LP; (d) Esquistos máficos actinolítico-epidóticos miloníticos (6173IIIOA9022), LP; (e) Riolitas porfídicas (6173IIIOA9012), LP; (f) Esquistos y cuarzo esquistos feldespáticos (6173IIIOA9019), LP; (g) Esquistos y cuarzo esquistos feldespáticos (6173IIIOA9017), LP; y (h) Esquistos y cuarzo-esquistos feldespáticos miloníticos (6173IIIOA9021), LP. Anchura del campo = 1 cm.

3.1.5. Complejo Duarte

Las rocas del Complejo Duarte que afloran en la Hoja de Fantino, corresponden a la terminación oriental de dicho complejo, y está formada por un conjunto de rocas máficas, que amén de estar escasamente representados, muestran aquí mayor deformación y metamorfismo que en las Hojas vecinas. Las rocas se presentan como esquistos máficos muy deformados milonítico-filoníticos (6173IIIIOA9037, 6173IIIIOA9038, 6173IIIIOA9044), debido a la proximidad a una zona de cizalla, en cuyas proximidades la roca original se transforman en anfibolitas de intensa fábrica plano-linear e incluso blastomiloníticas (6173IIIIOA9039) (Fig 3.1.4). En el Complejo Duarte intruyen de forma sin-cinemática respecto a la deformación principal (Sp), diques y sills subconcordantes de gabros y microgabros hornbléndicos, de grano fino a medio, variablemente foliados o isótopos.

3.1.5.1. Metabasaltos (17).

En la Hoja de Fantino, todas las rocas del Complejo Duarte aparecen metamorizadas en condiciones de la facies de los esquistos verdes, e incluyen un anfíbol de composición tremolita-actinolita responsable de su típica coloración verde-azulada. Los metabasaltos groseramente foliados (greenstones) están compuestos por actinolita-tremolita y clorita, con o sin albita, como minerales principales, e ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. Las texturas en estas rocas suelen ser blastoporfídicas variablemente foliadas. Las filitas y esquistos verdes son rocas foliadas, compuestas por actinolita, clorita, mica blanca, albita y epidota, junto con ilmenita, esfena, leucóxeno, magnetita, pirita, calcopirita y óxidos de Fe-Ti. Las texturas actuales son nematoblásticas y lepidoblásticas, en las que la foliación Sp anastomosada está definida por el alineamiento de agregados de actinolita y láminas de clorita y mica blanca. El anfíbol es incoloro o verdoso (verde azulado en rocas transicionales a la facies anfíbolítica). La epidota es pleocroica amarilla a amarillo verdosa.

Los esquistos verdes filonítico-miloníticos son rocas de grano fino a medio, con una penetrativa fábrica planar o plano linear (Sp- Lp), definida por la alternancia de lentejones milimétricos claros y capas milimétricas verde oscuras. Las texturas gradúan con la deformación desde granolepido y nematoblásticas foliadas a filoníticas. Como componentes principales presentan actinolita-tremolita, clorita, albita, mica blanca, epidota y cuarzo; y como accesorios ilmenita, circón, magnetita, óxidos de Fe-Ti y calcita. La deformación fue no-coaxial como indica la fábrica interna asimétrica en los agregados policristalinos de

cuarzo (ribbons) y el carácter compuesto en dos familias de planos de la Sp, dispuestos un pequeño ángulo y marcados por el alargamiento de microprismas de actinolita (fábrica S-C). Sin embargo, frecuentemente se superpone una recristalización estática tardi-cinemática.

3.1.5.2. Anfibolitas de fábrica plano-linear, blastomiloníticas (2).

Los tipos litológicos del Complejo Duarte metamorizados en condiciones de la facies de las anfibolitas son anfibolitas y gneises anfibólicos de grano fino-medio e intensa fábrica planolinear. Las anfibolitas presentan una textura de nematoblástica a granonematoblástica y se caracterizan por la formación de una hornblenda de color verde azulado coincidiendo con la desaparición de clorita, que da lugar a tonos más oscuros a la roca. En los sectores más deformados de las zonas de cizalla de gran escala las texturas son blastomiloníticas bandeadas, como en el sector de la Loma de La Cidra, en la Hoja de Fantino. La asociación mineral formada está compuesta por hornblenda, oligoclasa-andesina, epidota/clinozoisita y cuarzo, con mica verde-marrón biotita, ilmenita, magnetita, apatito, esfena, rutilo, pirita y opacos, la cual es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). Al microscopio, los anfiboles están a menudo boudinados perpendicularmente a la Lp y los porfiroblastos de plagioclasa y epidota han desarrollado de sombras de presión asimétricas, implicando un carácter no-coaxial para la deformación. Las hornblenditas de textura blastomilonítica, casi monominerálicas, probablemente resultan del cizallamiento a relativa alta-T de protolitos cumulado máficos y ultramáficos.

En estos gneises anfibólicos se observan venas de leucotonalitas con hornblenda cizalladas heterogéneamente hasta paralelizarse con la foliación Sp. Este hecho, junto con el desarrollo periférico de aureolas de anfibolitas en torno a las intrusiones laminares de leucotonalitas con hornblenda, indica que la deformación dúctil y el plutonometamorfismo fueron contemporáneos.

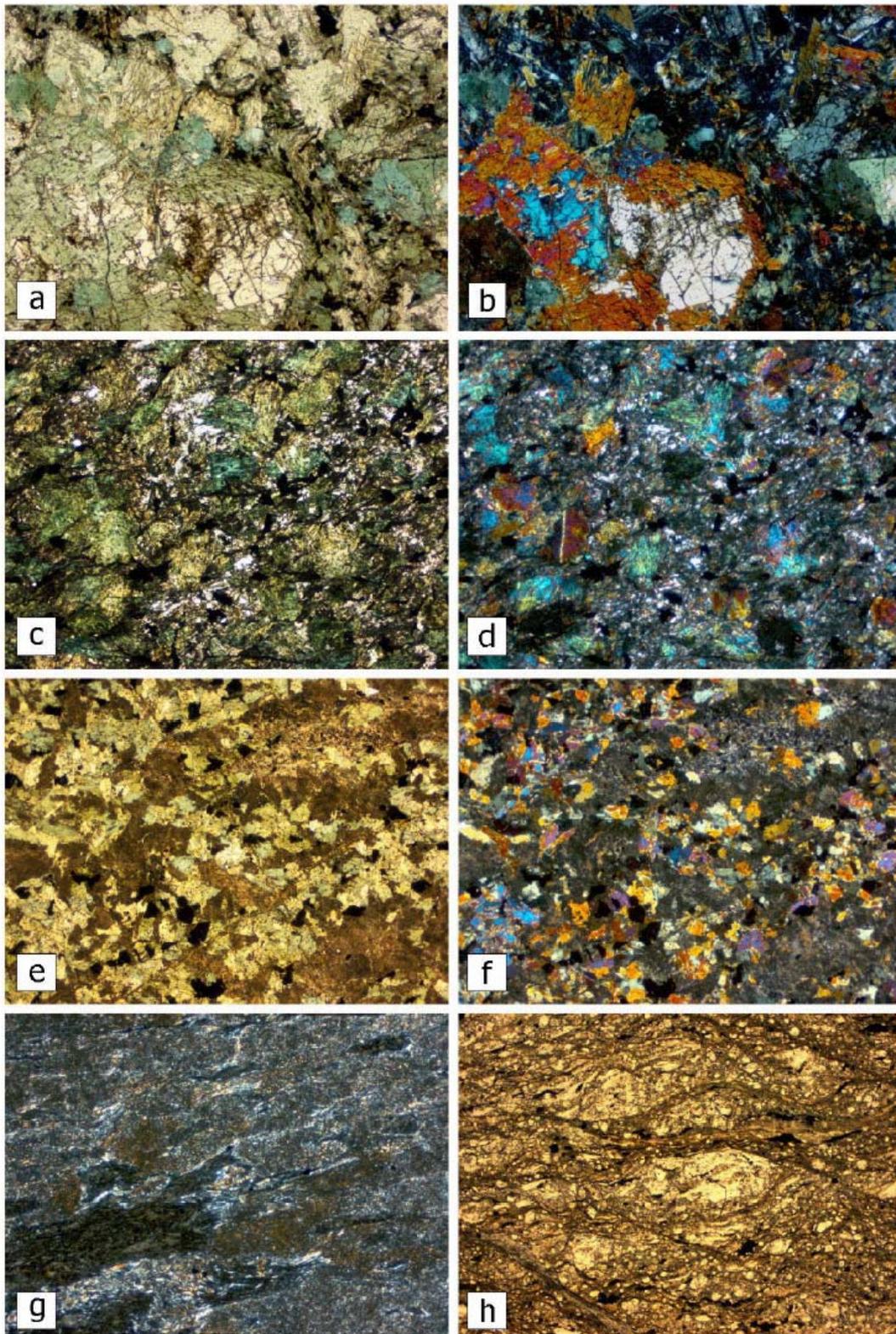


Fig. 3.1.4 (página siguiente). (a) Picritas en facies de cumulado de Ti-augita y olivino, LN; (b) Id., LP; (c) Facies de cumulado picrítico-ankaramitítico ligeramente foliado e intensamente anfibolitizado, LN; (d) Id., LP; (e) Dique dolerítico a microgabroico, LN (f) Id., LP; (g) Texturas porfídicas relictas en los típicos esquistos máficos, LP; y (h) Texturas miloníticas en los metabasaltos porfídicos/esquistos máficos, LN.

3.1.6. Formación Constanza

Los materiales considerados en esta apartado, afloran en el borde SO de la Hoja de Fantino, y está formado por una monótona sucesión de materiales fragmentarios de origen volcánico (tobas), entre los que destacan algunas intercalaciones esporádicas de lavas básicas (basálticas) y otras de material sedimentario. Los principales tipos litológicos estudiados son brechas y tobas andesíticas de grano grueso vítreas-líticas (6173IIIOA9042) y lavas basálticas piroxénicas afaníticas y vesiculares (6173IIIOA9040 y 6173IIIOA9041). Fig 3.1.5.

3.1.6.1. Brechas líticas (18).

En este apartado se incluye a unos amplios depósitos de brechas y tobas de aspecto masivo, que presentan un gran desarrollo espacial, y una gran variabilidad en el tamaño de grano de las partículas y en las proporciones relativas de componentes vítreos, líticos y de cristales. Los fragmentos de vidrio son subangulosos y están alterados, los componentes líticos son predominantemente de lavas porfídicas con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno. La parte vítrea de los fragmentos y la matriz entre los clastos aparece alterada. a prenhita, pumpellita, laumontita, clorita, epidota pistachita, paragonita y celadonita.

Al microscopio, están formadas por clastos de tamaños <5mm, con una organización interna masiva. Los fragmentos son principalmente de rocas volcánicas grises oscuras de textura afanítica, microporfídica o microvesicular; fragmentos de vidrio volcánico completamente paragonitizado y/o cloritizado, con ocasionales cristal shards; y fragmentos de fenocristales de clinopiroxeno. Los fragmentos de vidrio no se ven aplastados ni soldados. Se observan reemplazamientos secundarios de los fragmentos por agregados de pumpellita, prenhita, sericita y clorita, así como la oxidación de la magnetita y opacos.

3.1.6.2. Basáltos (20).

Los niveles de lavas basálticas aparecen intercalados esporádicamente en la potente sucesión de tobas verdes líticas anteriormente descritas. Se trata de rocas volcánicas lávicas, de coloración gris-verdosa y composición básica, con fenocristales de piroxeno y/o plagioclasa, que se destacan en una pasta vítrea variablemente esquistosada. En algunos casos, se trata realmente de autobrechas basálticas monogenéticas. Al microscopio, estas

lavas presentan una textura porfídica/microporfídica, con matriz de micro a criptocristalina, en algunas muestras afanítica desvitrificada, en otras recristalizada, afectada por una deformación esquistosa de variable intensidad. Al microscopio, se distinguen fenocristales prismáticos de piroxeno y plagioclasa, y la mesostasia o matriz. El piroxeno es tanto augita (pobre en Ti) como hiperstena idio- subidiomorfa, a menudo maclado, siendo en ocasiones xenocrisal, forman micro y fenocristales de subidio- a alotriomorfos, muy frecuentemente pseudomorfizados por minerales secundarios. Pueden existir también pseudomorfos de olivino completamente cloritizados. Las plagioclasas son milimétricas, de subidio- a alotriomorfos, y aparecen como cristales individuales maclados y formando agregados en sineusis, glomeroporfídicos, en ambos casos pudiendo dar lugar a rocas de textura porfídica. La matriz está definida por microfenoblastos tabulares de plagioclasa, más o menos orientados por flujo, que se destacan sobre la mesostasis más o menos recristalizada. La esquistosidad es grosera y espaciada, y está definida por bandas cataclásticas donde se acumula la clorita, epidota, mica blanca/sericita y opacos. Como minerales secundarios aparecen reemplazamientos en grado variable de los ferromagnesianos por agregados de epidota, sericita, pumpellita, clorita y opacos, y procesos de albitización, epidotización y sericitización de las plagioclasas. Se observa también la opaquización de la mesostasia y la desvitrificación de la pasta volcánica.

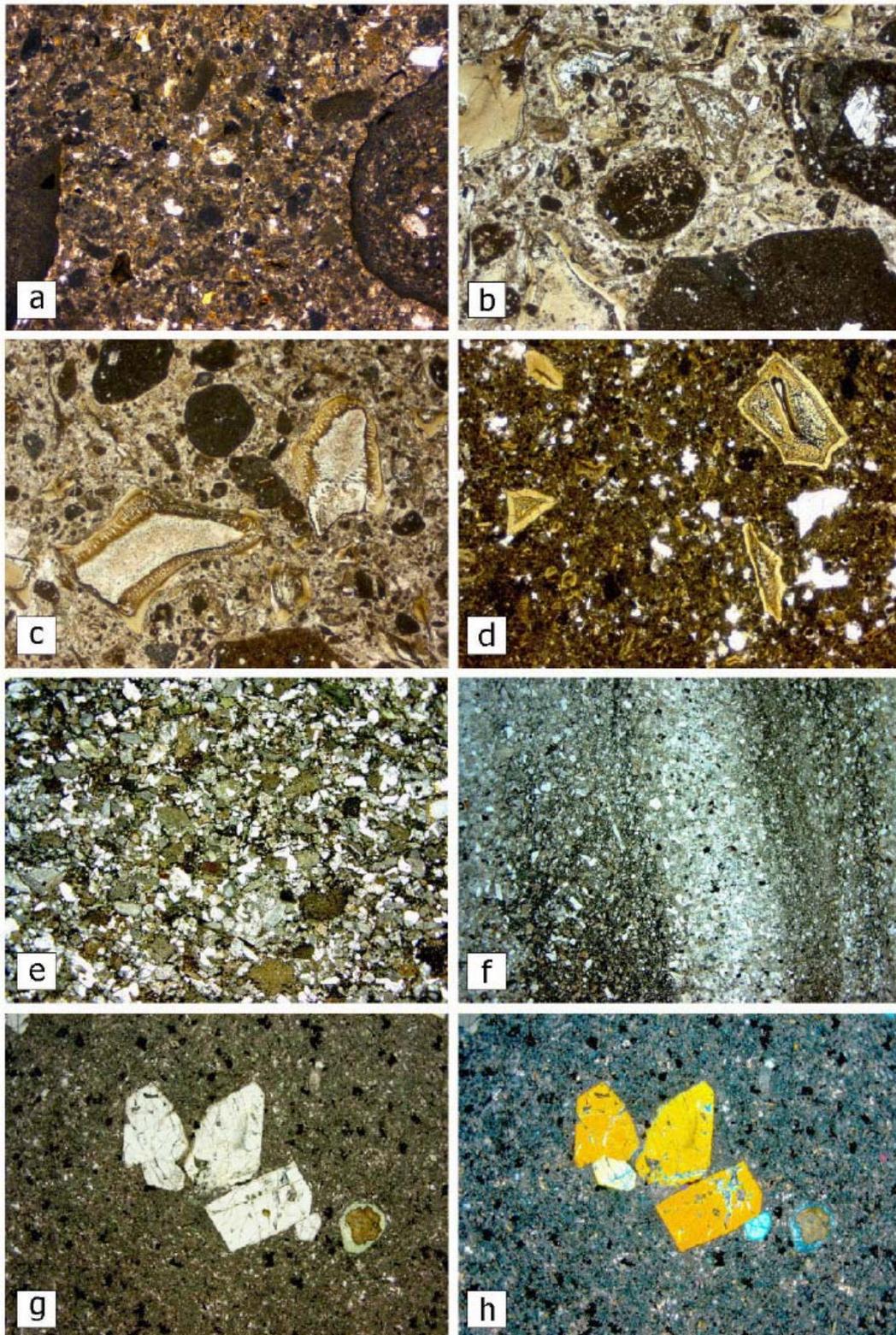


Fig. 3.1.5. (a) Tobas líticas heterogranulares, LN; (b) Tobas líticas-vítreas masivas de grano grueso con *crystal shards*, LN; (c) Tobas vítreas-líticas de grano medio, LN; (d) Tobas vítreas de grano medio heterogranulares, LP; (e) Tobas cristallíticas de grano fino, LN; (f) Areniscas volcanoclásticas laminadas, LN; (g) Basaltos con clinopiroxeno y relictos de olivino porfídicos, LN; y (h) Id., LP.

3.1.7. Formación Las Lagunas-Las Guayabas (21).

En la Hoja de Fantino, la única roca de esta formación estudiada corresponde a una toba andesítica de grano fino (6173IIIOA-9029), si bien por su escasa entidad no ha sido representada en la cartografía. Se trata de una roca volcánicas piroclásticas de composición intermedio-básica, de organización interna laminada, definida por variaciones en el tamaño de grano así como por la elongación paralela de partículas, y sin fábricas deformativas. Los fragmentos están relativamente bien seleccionados y no aparecen soldados, pero sí compactados. El tamaño medio de los fragmentos es <0,5 mm de diámetro, por lo que se trataría de una toba fina (tamaño grano<2mm), esencialmente de cristales con esporádicos líticos. Presenta una ligera alteración de color verde. Al microscopio, los fragmentos o clastos son tanto angulosos como subredondeados, aunque están extensamente recristalizados. Los fenocristales son fundamentalmente de plagioclasa, con otros de clinopiroxeno y hornblenda, tanto enteros como rotos. Aparecen también fragmentos de rocas volcánicas de composición intermedio-básica, de microtexturas microporfídicas y afaníticas, así como escasos fragmentos de vidrio volcánico completamente paragonitizado, sericitizado o cloritizado. Todos los clastos no parecen haber experimentado un transporte epiclástico, pues preservan las formas angulosas y la inmadurez del depósito. El reemplazamiento secundario de los fragmentos y de la matriz original es por agregados de pumpellita, sericita, clorita, calcita, epidota rica en Fe³⁺, albita y cuarzo.

3.1.8. Grauvacas y microconglomerados (23), con niveles de calizas micríticas (24), y tobas andesíticas (25). Formación Loma Caballero

Estratigráficamente por encima de los materiales cretácicos, se dispone a escala regional, una secuencia eminentemente detrítica, discordante, en la que se reconocen algunos términos volcánicos. En el sector de Fantino, esta Formación, está compuesta por rocas fundamentalmente grauváquicas, con gran cantidad de aportes volcanogénicos (epiclásticas) con esporádicas intercalaciones de basaltos, tobas y calizas. Los principales tipos litológicos muestreados son de rocas volcánicas y se corresponden con basaltos afaníticos (6173IIIOA9011) y tobas andesíticas de grano fino líticas (6173IIIOA9028). Se incluye también en este apartado la descripción de un cuerpo de microgabro hornbléndico (6173IIIOA9043).

3.1.8.1. Basaltos afaníticos

Los basaltos reconocidos en esta Fm (muestras OA 9003 y OA 9011) corresponden a coladas de escaso espesor, que no han sido por ello diferenciados en cartografía, que aparecen intercaladas entre los materiales detríticos de la misma. Estas se han reconocido en dos puntos, el primero en una pequeña cantera al este de Fantino, y el segundo al SE de El Hoyo, en el arroyo del Café. Se trata de una roca volcánica masiva de color oscuro, sin fábrica deformativa, compuesta por fenocristales máficos y otros de plagioclasa, inmersos en una matriz intersticial. La textura es microporfídica, hipocristalina de matriz subofítica o afanítica. Los fenocristales son de plagioclasa, piroxeno (orto y clino), y olivino, y la matriz o mesostasis es microcristalina, formada por un agregado de pequeños cristales de plagioclasa ligeramente alterada y orientada definiendo un flujo magmático. Las plagioclasas son de tamaño submilimétricos, de hábito de subidio- a alotriomorfo, y aparecen como cristales individuales o formando agregados glomeroporfídicos. Los microfenocristales de clinopiroxeno, son subidio- y alotriomorfos, poseen maclas polisintéticas y presentan zonados químicos oscilatorios. Los opacos, carbonatos y magnetita son minerales accesorios, y la sericita y epidota los secundarios más frecuentes.

3.1.8.2. Tobas líticas andesíticas de grano fino (25).

Los niveles volcanoclásticos reconocidos (muestra OA-9028), son tobas andesíticas masivas de grano fino, que afloran en el extremo suroriental de la Hoja, en la zona de la Loma del Diviso. Constituyen cuerpos tabulares de unos 10 a 15 metros de espesor y de corridas que alcanzan los 4 kilómetros. Se trata de una roca masiva de color oscuro y grano fino, con sulfuros, que se altera en disyunción en bolas. Al microscopio se observan fragmentos de rocas volcánicas intermedio-básicas de textura microporfídica y afanítica, así como fragmentos de vidrio volcánico completamente paragonitizado o cloritizado. Los fragmentos son angulosos y redondeados. Existen algunos fenocristales enteros y rotos de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda. La matriz de la brecha es afanítica y está alterada y oxidada. Los fragmentos de vidrio no están ni aplastados ni soldados, por lo que no son depósitos ignimbríticos, y se trataría más bien de tobas submarinas o de caída depositadas en un medio marino. Los fragmentos están reemplazados por agregados secundarios de pumpellita, sericita, clorita, albita y cuarzo. Existen rellenos de grietas por prenhita, calcita, albita, epidota rica en Fe^{3+} , clorita, sericita y cuarzo.

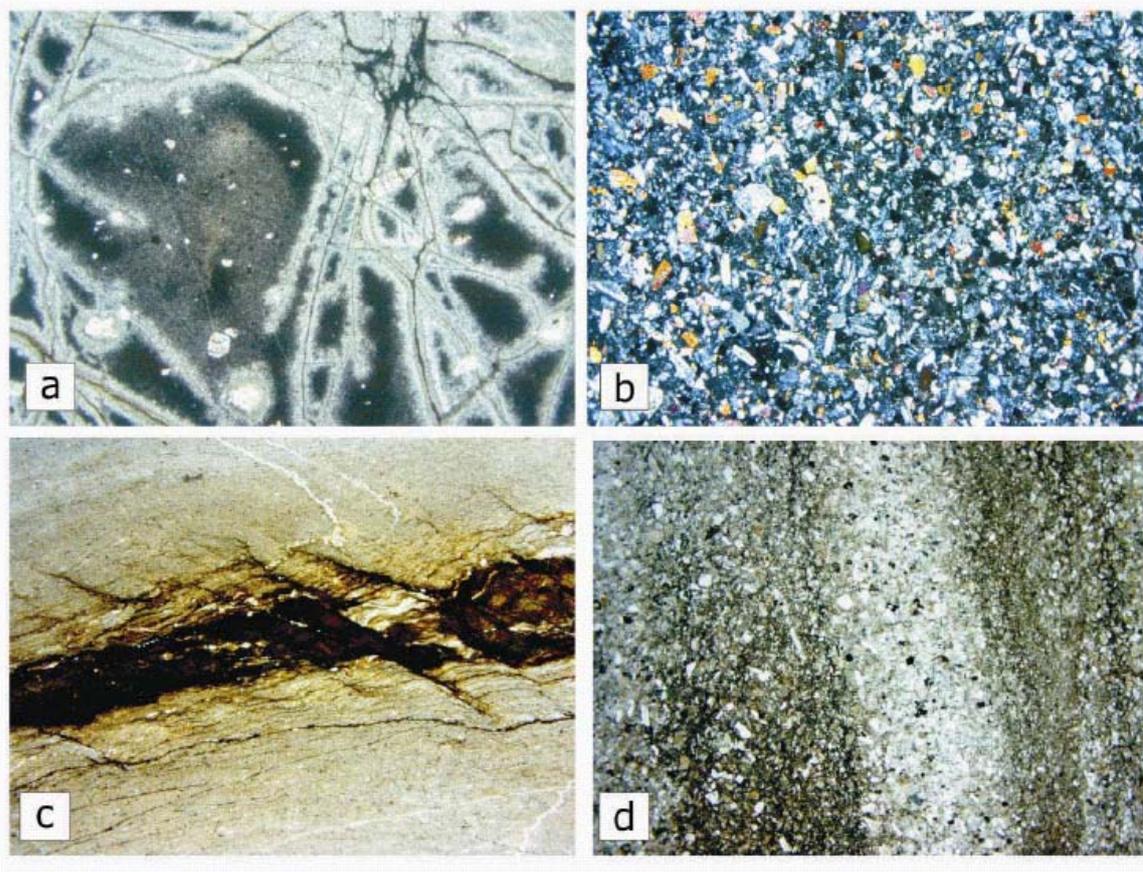


Fig. 3.1.6. (a) Basalto con clinopiroxeno, LN; (b) Tobas líticas-vítreas masivas de grano grueso, LP; (c) Arenisca de grano fino epiclástica con desarrollo de esquistosidad, LN; (d) Tobas cristal-líticas de grano fino laminadas, LP. Son de la Fm Loma Caballero.

3.1.9. Gabro horbléndico (3)

Entre los materiales volcánicos del Complejo Duarte, se reconocen unas pequeñas masas gábricas de escasa continuidad, que se disponen paralelas a las directrices regionales. Esta formada por una roca de color claro con tonalidades verdosas, de grano medio, formada por plagioclasa y melanocratos. Al microscopio (muestra OA-9035) presentan textura holocristalina equigranular, y está formada por un agregado de plagioclasa, clinopiroxeno (augita) y anfíbol. Las plagioclasas forman prismas idio o subidiomorfos, están zonadas y orientadas definiendo una fábrica planar magmática, y reemplazadas a sericita, clorita, epidota, albita y esfena. El piroxeno aparece entre los cristales de plagioclasa, y reemplazado pseudomórficamente por el anfíbol. El anfíbol (horblenda-actinolita) forma cristales alotromorfos o subidiomorfos con inclusiones de opacos, plagioclasa y relictos de clinopiroxeno. Los opacos (magnetita e ilmenita) aparecen como granos esqueléticos o formando pequeños agregados entre las plagioclasas y piroxenos.

Se trata de una roca plutónica, de composición gábrica, procedente de un magma rico en agua, que posibilita el reemplazamiento del clinopiroxeno a horblenda. Toda ella aparece afectada por un proceso de alteración/metamorfismo, de bajo grado, compatible con el observado en las rocas basálticas a las que intruye.

3.1.10. Microgabro (4)

En la Hoja de Fantino, en la Cordillera Oriental, aflora un solo cuerpo de rocas ígneas plutónicas, que se restringen a un pequeño afloramiento en el borde meridional de la Hoja, en las proximidades del pueblo de La Sabana. Dicho afloramiento corresponde a la terminación septentrional de un plutón de tamaño intermedio, que se prolonga hacia el sur por la Hoja de Bonaó, y por las de Zambrana y Villa Alta Gracia.

La pequeña apófisis que aflora en la Hoja de Fantino, ocupa una superficie de 0.1 a 0.2 Km, e intruye en materiales de la Fm de Las Lagunas-Las Guayabas. Los afloramientos son de mala calidad, y la roca se altera a un agregado arcillo-arenosos de tonos rojizos que puede alcanzar un espesor considerable. No se ha observado que estas intrusiones produzcan, en las rocas encajantes, metamorfismo de contacto.

En el campo, se trata de una roca granuda masiva, homogénea, de color marrón, de grano medio, por lo general muy alterada. El tipo petrológico dominante en la Hoja de Fantino, corresponde a microgabros de grano medio, y está compuesta por plagioclasa y minerales máficos, sin embargo, su variedad composicional a escala regional es mayor, y se reconocen términos dioríticos, y cuarzodioríticos. Este hecho, unido a la mala calidad de los afloramientos, podría llevarnos a pensar que se trata de un cuerpo no relacionado con el referido plutón.

Texturalmente se trata de un microgabro o dolerita de grano fino, con una composición modal compuesta por: plagioclasa, 55-60%; orto y clinopiroxeno (incluyendo los pseudomorfos de actinolita), 25-35%; olivino, 5- 8%; espinela y óxidos Fe-Ti y opacos, 5-7%. La textura es holocristalina subequigranular e intersectal. No presenta fábricas magmáticas claras. Al microscopio, la plagioclasa forma cristales tabulares subidio- a alotriomorfos, que forman un entramado de prismas entrecruzados donde se alojan el piroxeno, el olivino y los opacos. Está albitizada variablemente a sericitizada/moscovitzada. El clinopiroxeno es una augita de idio- a alotriomorfa, con inclusiones de olivino, plagioclasa y opacos, en zonas

poiquilítica, y está afectada por procesos secundarios de sericitización, epidotización y cloritización. El olivino aparece como granos subidiomorfos, incluidos en la plagioclasa, variablemente serpentinizados. El anfíbol es una actinolita-hornblenda, ligeramente pleocroica verde pálida, de hábito subidio- a idiomorfo, y con un ligero zonado, probablemente resulta de la transformación pseudomórfica de ferromagnesianos ígneos primarios. La espinela Fe-Ti forma granos idiomorfos dispersos. Los opacos son granos de magnetita intersticiales y esqueléticos. A la roca se superpone una alteración estática hidrotermal en momentos tardi- a postmagmáticos, que da lugar a la formación de agregados de prehnita, albita, sericita y fina moscovita, clorita y opacos.

La edad de este cuerpo plutónico no se pueden determinar en la Hoja de Fantino, donde la escasa extensión de los afloramientos proporciona muy pocos datos respecto a las relaciones espacio-temporales con el encajante, salvo el ya comentado de los materiales a los que intruye. Mejores precisiones se obtiene de datos regionales sobre este mismo cuerpo, u otros de composición similar con las que se supone genéticamente relacionados, que conforman una alineación NO-SE de stocks de tamaño medio (1 a 20 Km²)- que se extienden por las vecinas Hojas de Bonaó, Zambrana, Villa Altagracia y Monte Plata. Estos stocks lo componen tonalitas foliadas y no foliadas, doritas, cuarzo-doritas etc. El encajante de estos plutones son en unos casos los Esquistos de Amina-Maimón, y la Fm Peralvillo Norte del Cinturón Intermedio, en otros las sucesiones del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (Fm Las Lagunas-Las Guayabas, Calizas del Hatillo), e incluso algunas de las formaciones paleógenas, lo que sugiere que son intrusiones tardías, posteriores al acercamiento tectónico de los distintos dominios definidos, y al depósito de los materiales referidos. Se asigna a estas intrusiones una edad Eoceno Superior o más tardía.

3.2. Geoquímica

3.2.1. Unidades tectonoestratigráfico-litogeoquímicas

El área estudiada pertenece a dos dominios geológicos de la Isla de la Española: el de la Cordillera Central, que aflora en el sector occidental de la Hoja de Fantino; y el de la Cordillera Oriental, al que pertenece el resto del territorio. En la cartografía del dominio de la Cordillera Central se han reconocido a escala regional ocho grandes unidades tectonoestratigráfico-litogeoquímicas, que de base a techo son: (1) la peridotita de Loma Caribe; (2) la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja; (3) el Chert de El Aguacate;

(4) el Complejo Duarte; (5) el Grupo Tireo; (6) la Formación Peña Blanca; (7) la Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; y (8) la Formación Magua. Los contactos entre unidades son a menudo tectónicos, pero localmente se reconocen entre ellas relaciones deposicionales o intrusivas que permiten establecer su ordenación temporal. Las unidades litoestratigráfico-geoquímicas del dominio de la Cordillera Central pueden agruparse en tres grandes estadios magmáticos evolutivos: oceánico pre-arco, arco isla, e intraplaca (Figs. 3.2.1). El estadio oceánico pre-arco comprende la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, el Chert de El Aguacate y el Complejo Duarte, el cual registra un primer evento magmático de plateau oceánico Cretácico Inferior. El estadio de arco isla está definido por una secuencia de >3-km de potencia de rocas volcánicas, subvolcánicas y volcano-sedimentarias del Grupo Tireo de edad Cretácico Superior, las cuales presentan características litológicas y geoquímicas muy variables. El estadio de magmatismo intraplaca no está representado en la Hoja de Fantino, y está constituido por las Formaciones Peña Blanca, Pelona-Pico Duarte y Magua, todas ellas relacionadas con los eventos magmáticos de construcción del plateau oceánico Caribeño-Colombiano (CCOP) en el Cretácico Superior más alto.

La Cordillera Oriental está principalmente compuesta por las unidades del arco isla primitivo del Cretácico Inferior y sus equivalentes metamórficos deformados, así como por las secuencias de relleno de las cuencas sedimentarias de intra- y antearco en el Cretácico Superior, que intercalan rocas volcánicas (Fig. 3.2.2). Las unidades volcánicas y metavolcánicas de arco son las Formaciones de Los Ranchos, y Amina-Maimón; las unidades sedimentarias de intra- y antearco son las Formaciones de El Hatillo y Las Lagunas- Las Guayabas. El Cabalgamiento de El Hatillo (CH) separa los Esquistos de Amina-Maimón de la Formación Los Ranchos, que aparece menos deformada y metamorfizada. La Formación Loma Caballero, discordante sobre las anteriores, incluye también rocas volcánicas de edad Paleógeno.

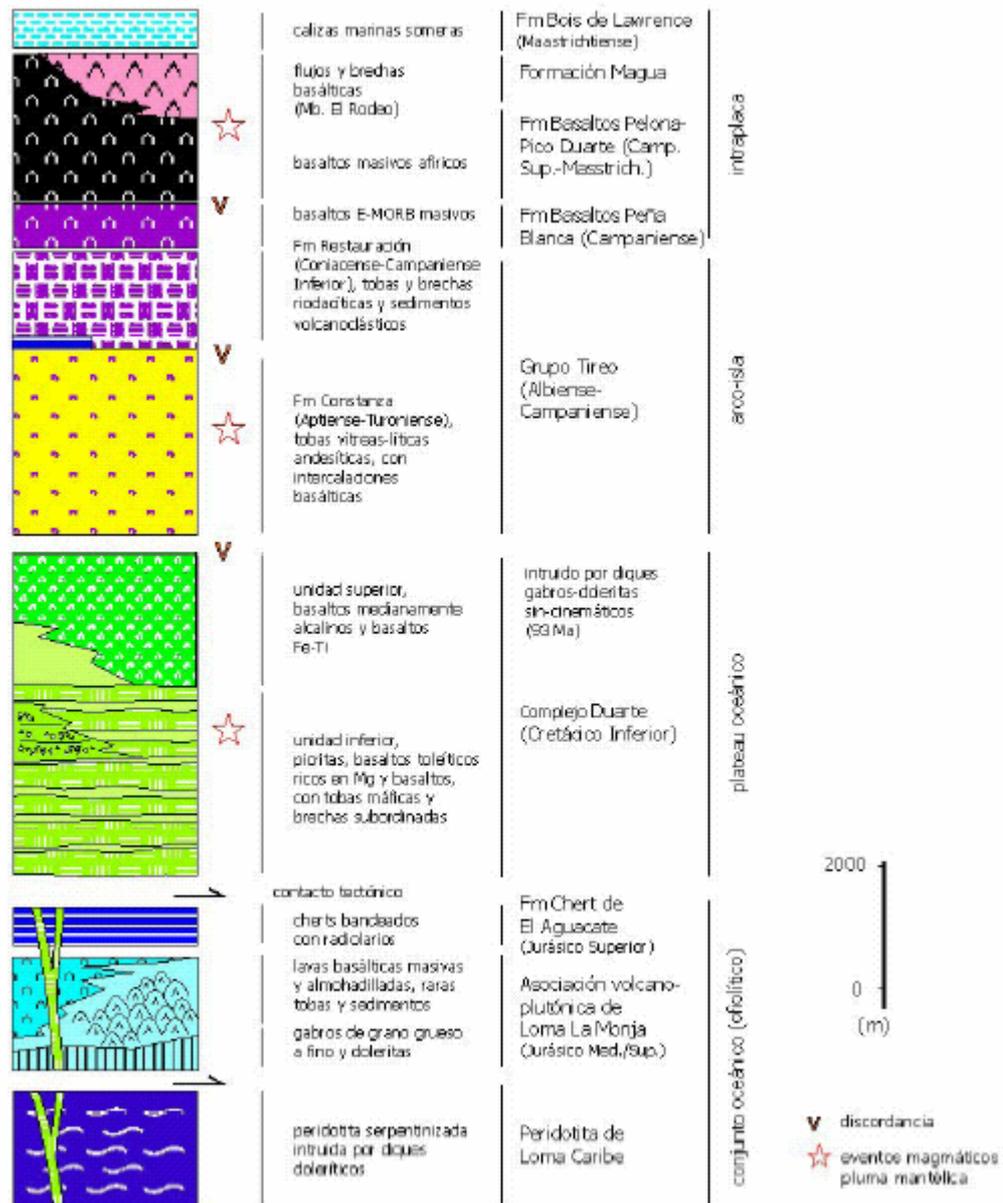
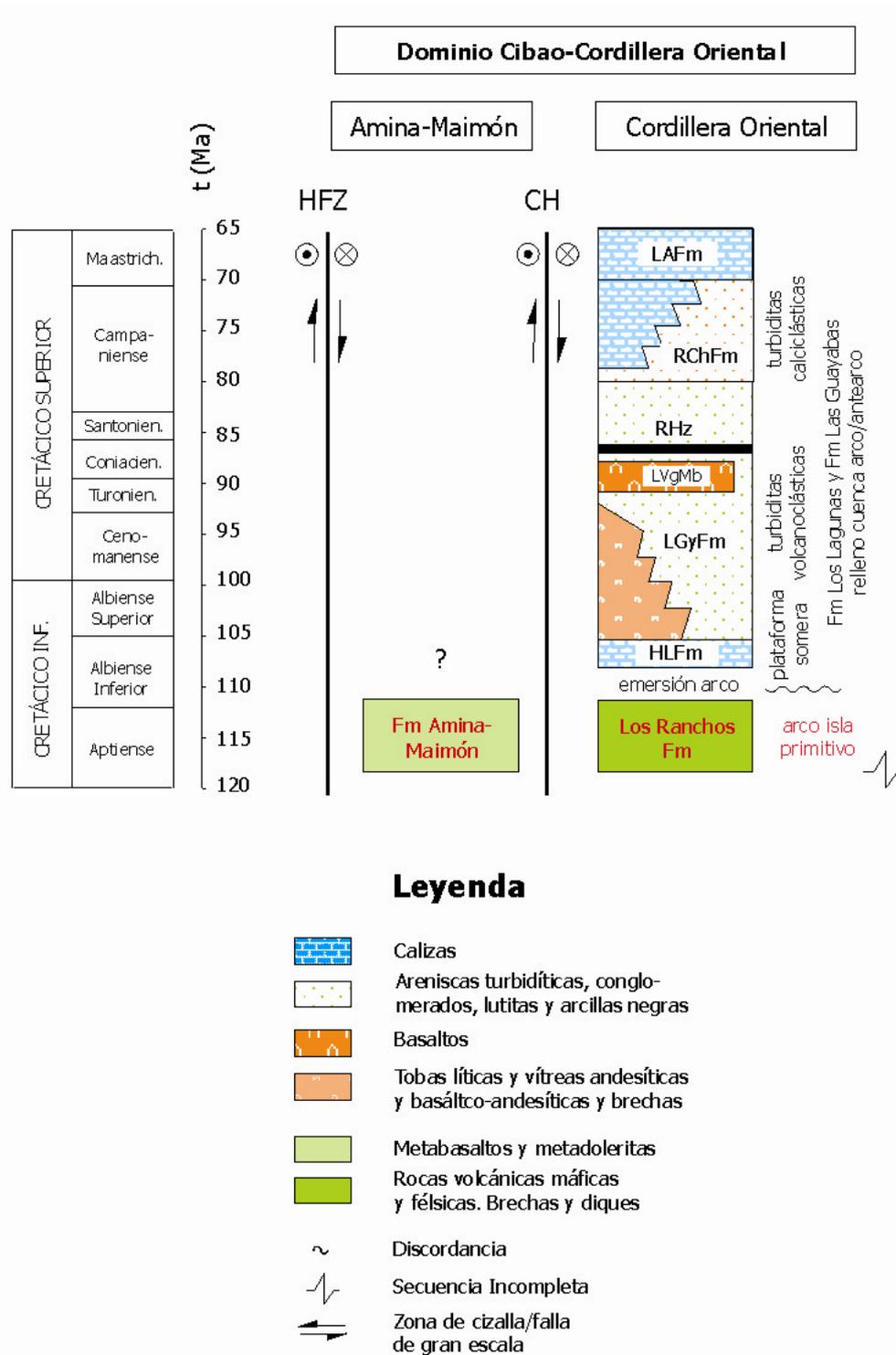


Fig. 3.2.1. Sucesión tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de la secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en los bloques tectónicos de Jicomé y Jarabacoa del dominio de la Cordillera Central.



Leyenda

	Calizas
	Areniscas turbidíticas, conglomerados, lutitas y arcillas negras
	Basaltos
	Tobas líticas y vítreas andesíticas y basáltico-andesíticas y brechas
	Metabasaltos y metadoleritas
	Rocas volcánicas máficas y félsicas. Brechas y diques
	Discordancia
	Secuencia Incompleta
	Zona de cizalla/falla de gran escala

Fig. 3.2.2. Columna tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de la Cordillera Oriental. HLFm, Formación Calizas Hatillo; LGyFm, Formación Las Lagunas-Las Guayabas; LVgMb, Miembro Loma La Vega; RHZ, Horizonte Radiolarítico; RChFm, Formación Río Chavón; LAFm, Formación Loma de Anglada. Las abreviaciones del recuadro son: SFZ= HFZ, zona de falla de La Española; BGFZ, zona de falla de Bonao-La Guácara; SJRFZ, zona de falla de San José-Restauración; zona de cizalla de La Meseta (LMSZ), zona de falla de Río Guanajuma (RBSZ) y zona de falla de Hato Viejo (HVFZ).

3.2.2. Peridotita de Loma Caribe

La Peridotita de Loma Caribe está en gran parte constituida por harzburgitas, harburgitas ricas en clinopiroxeno y pequeñas cantidades de dunitas, lherzolitas y cromititas. La clasificación geoquímica de las peridotitas puede ser realizada en base a la concentración de REE, la composición químico-mineral del olivino definida por su contenido en Forsterita, o $X_{Fo} = [Mg/(Mg+Fe)]$, y al contenido en Cr# presenten la espinela, donde $Cr\# = [100Cr/(Cr + Al)]$. En este apartado se incluye la descripción e interpretación geoquímica de las peridotitas de Loma Caribe de Lewis et al. (2006), así como datos propios inéditos de su química mineral. Según Lewis et al. (2008), el contenido en Cr# de las espinelas de la PLC varía entre 0,20 (lherzolitas) y 0,88 (dunitas), indicando la presencia de peridotitas con muy diferentes historias de fusión. En base a la composición de la Cr-espinela, las peridotitas mantélicas de Loma Caribe pueden ser divididas en 3 grupos: (1) Peridotitas del grupo I, que contienen espinelas con bajos Cr# < 0,30 y X_{Fo} (promedio de Fo90); (2) Peridotitas del grupo II, con espinelas con intermedios Cr# (0,30-0,65) y X_{Fo} (promedio de Fo91); y (3) Peridotitas del grupo III, que incluyen espinelas con alto Cr# (0,65-0,87) y X_{Fo} (promedio de Fo93). Las peridotitas del grupo I poseen una composición típica de las peridotitas abisales, mientras que los altos contenidos en Cr en la espinela y de Fo en el olivino de las peridotitas del grupo III sugieren que se trata de un manto residual muy empobrecido, con una composición muy similar a la de las harzburgitas y dunitas de regiones de antearco de zonas de subducción (peridotitas de antearco de Izu-Bonin-Mariana). Las peridotitas del grupo II poseen una composición intermedia entre las peridotitas abisales y las peridotitas de zonas de suprasubducción. Las peridotitas del grupo I están enriquecidas en MREE y HREE respecto a las peridotitas de los grupos II y III, por otro lado, el patrón de REE de las peridotitas de los grupos II y III presenta contenidos homogéneos en HREE y se caracteriza por segmentos planos de LREE y fuertemente fraccionados de HREE. Estos patrones son similares a los de peridotitas empobrecidas, como las peridotitas de Mayarí-Baracoa de Cuba oriental y del antearco de Izu-Bonin-Mariana.

Las peridotitas de Loma Caribe representan un manto suboceánico heterogéneo, el cual presenta composiciones minerales y de roca total características de secciones mantélicas tanto de cuenca oceánica como de zona de suprasubducción, y que puede ser interpretado como dorsal meso-oceánica residual (litosfera oceánica proto-Caribeña de edad Jurásica-Cretácica) acrecionada a la litosfera mantélica del antearco bajo al arco isla Caribeño.

Adicionalmente, este manto oceánico fue probablemente afectado por la pluma mantélica que dio lugar a las picritas y basaltos magnesianos del Complejo Duarte.

En resumen, la Peridotita de Loma Caribe incluye rocas ultramáficas que han experimentado muy diferente historia de fusión, relacionables con fragmentos de manto situados en contextos geodinámicos muy diversos y que probablemente han sido yuxtapuestos por el movimiento transcurrente de la ZFLE.

3.2.3. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja

Las rocas ígneas de la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja son máficas, con un contenido en SiO₂ casi invariable entre 53% y 49,9 wt%. Sus principales características geoquímicas están recogidas en las Figs. 3.2.3 y 3.2.4. En el diagrama Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976) todas ellas son toleitas ricas en Fe. Algunos basaltos están enriquecidos en Fe (Fe T>14 wt%), Ti y V, y empobrecidos en MgO (6,3-5,9 wt%), clasificándose como ferrobasaltos. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) son subalcalinas, lo cual es compatible con su composición mineralógica. En el conjunto de las rocas, el Cr y Ni descienden con el MgO, mientras que el Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Th, Nb, REE e Y aumentan. En los diagramas de Word (1980) caen en los campos de los tipos basálticos N-MORB y E-MORB, y las relaciones V-Ti son próximas a la condrítica.

En base al contenido en TiO₂, el patrón de REE-extendido normalizado respecto al manto primitivo y las relaciones de elementos traza incompatibles, se distinguen tres grupos composicionales en la asociación, aunque probablemente existe un continuo composicional: grupo I, basaltos toleíticos empobrecidos en LREE; grupo II, basaltos, doleritas y gabros toleíticos con REE planas; y basaltos y ferrobasaltos toleíticos con un ligero enriquecimiento relativo en LREE.

3.2.3.1. Basaltos toleíticos empobrecidos en LREE, grupo I

Los basaltos muestreados del grupo I son lavas almohadilladas, las cuales constituyen las composiciones más fraccionadas de todas las muestras (Mg#=45-44; con Mg#=100 mol MgO/[mol MgO+mol FeOT]). El contenido en TiO₂ es ~1.2 wt%, Zr y Nb son alrededor de 50 ppm y 3 ppm a un 6 wt% MgO, respectivamente. El contenido en Cr (45-30 ppm) y Ni (75-55 ppm) son inferiores que en las rocas de los grupos II y III (Tabla X). Los patrones

extendidos de REE son similares a los basaltos N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Perfit et al., 1994) teniendo similares abundancias en HREE ($3-5 \times PM$; manto primitivo), un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,9-1,2$), anomalía positiva en Nb ($Nb/Nb^*=2,1-2,2$), y HREE planas ($[Sm/Yb]_N=0,7-0,8$).

3.2.3.2. Basaltos, doleritas y gabros toleíticos, grupo II

Las muestras del grupo II son gabros magnesianos, microgabros, diques de doleritas y basaltos Fe-Ti masivos ($FeOT > 14$ wt%). Estas rocas gradúan desde no fraccionadas a relativamente fraccionadas ($Mg\#=68-41$). Las rocas menos fraccionadas poseen contenidos en TiO_2 relativamente bajos, entre 0,7 y 1,0 wt%, pero los ferrobasaltos más evolucionados poseen elevados contenidos en TiO_2 (1,4-2,2 wt%). Concordantemente, contienen sobre 27-33 ppm Zr y 2 ppm Nb a 10 wt% MgO. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de contenidos, 650-60 ppm para Cr y 185-15 ppm para Ni. Los patrones de REE son similar en las muestras analizadas, y difieren de aquellos de los basaltos del grupo I por las mayores abundancias absolutas de HREE ($3-9 \times PM$) a el mismo $Mg\#$. Estas toleitas muestran patrones de REE con una distribución plana de LREE ($[La/Nd]_N=0,8-1,1$) y HREE ($[Sm/Yb]_N=0,7-0,95$), con una pequeña anomalía en Nb en algunas muestras ($Nb/Nb^*=0,9-2,5$). Las rocas más evolucionadas poseen anomalías ligeramente positivas de Hf y Ti y negativas de Y. Como las muestras del grupo I, las relaciones de elementos incompatibles (ej. $Zr/Nb > 14$ y $La/Sm < 1.5$) son características de basaltos MORB normales y transicionales (Sun y McDonough, 1989; Mahoney et al., 1993). El rango de $(\epsilon Nd)_i$ es de +6,9 a +8,3 ($t=160$ Ma), que sugiere también una fuente mantélica dominada por manto empobrecido, similar a la de N-MORB, y lejos de influencias de la corteza continental.

3.2.3.3. Basaltos y ferrobasaltos toleíticos ligeramente enriquecidos, grupo III

El grupo III está representado por flujos basálticos, lavas almohadilladas e hialoclastitas, gabros masivos isótropos y diques doleríticos, relativamente ricas en Ti y LREE. Las rocas muestreadas gradúan desde no fraccionadas a fraccionadas ($Mg\#=66-43$). Generalmente, son ricas en TiO_2 (0,9-1,6 wt %) y Fe_2O_3T (13,5-15,5 wt%), y las muestras más fraccionadas son clasificables por lo tanto como basaltos ferro-titanados. Contienen 35 ppm Zr y 3 ppm Nb a 11.5 wt% MgO. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de valores, 580-55 ppm para Cr y 170-28 ppm para Ni, sugiriendo una extensiva cristalización fraccionada. En general, estas rocas tienen un mayor contenido en TiO_2 y

abundancia en LREE que los grupos I y II para similar Mg#. Presentan un patrón ligeramente enriquecido en LREE ($[La/Nd]_N=1,0-1,4$), anomalía positiva en Nb ($Nb/Nb^*=1,2-2,3$), y HREE planas ($[Sm/Yb]_N=1,0-1,3$). Algunas muestras poseen una ligera anomalía negativa en Hf, Eu y Ti relacionada con la fraccionación de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Estas características, así como las relaciones de elementos incompatibles ($Zr/Nb < 15$ y $La/Sm > 1,5$) son características de MORB enriquecidos (Sun y McDonough, 1989; Mahoney *et al.*, 2002). En los basaltos y diques doleríticos (ϵNd)_i gradúa entre +6,9 y +7,4, implicando una fuente mantélica dominada por un manto empobrecido (Escuder Viruete *et al.*, 2008).

En resumen, los datos petrológicos y geoquímicos de la LMA indican la presencia de una relativa gran variedad composicional de rocas ígneas, las cuales constituyen los productos de la cristalización de magmas de tipo MORB siguiendo una típica fraccionación toleítica a baja P, graduando de N- a E-MORB. Por lo tanto, estas rocas fueron formadas en una zona de dorsal oceánica variablemente influenciada por una pluma mantélica, y como consecuencia, la asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja se interpreta como un fragmento desmembrado de la corteza oceánica proto- Caribbeña.

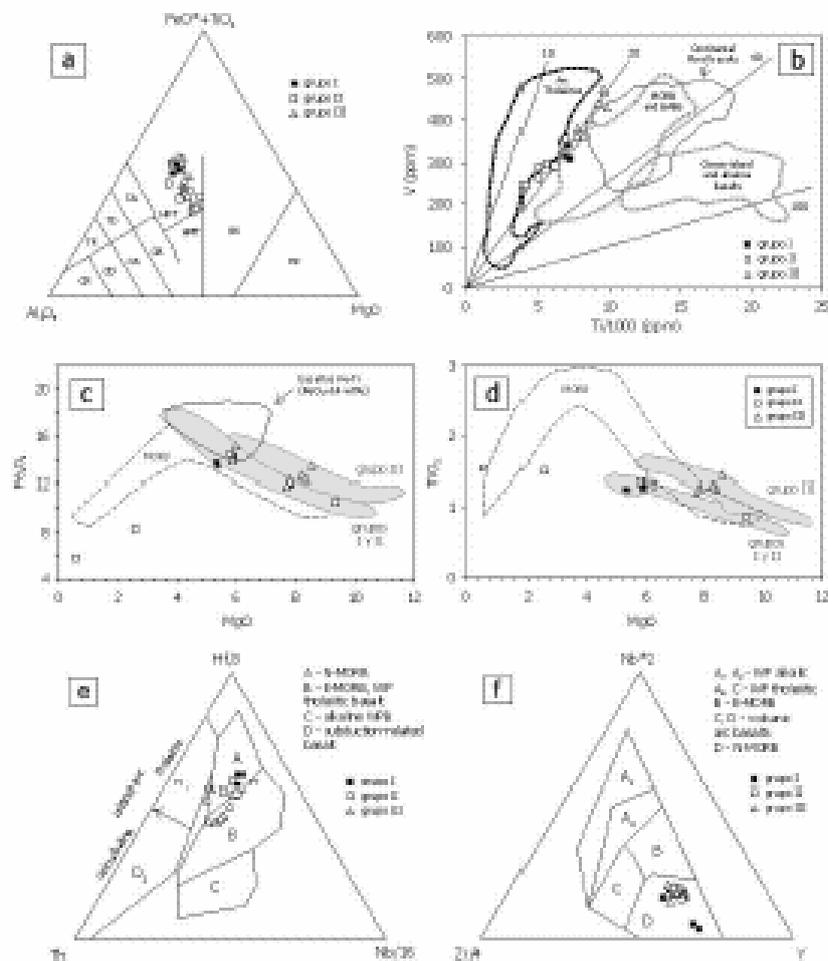


Fig. 3.2.3. Características geoquímicas de la asociación volcánico-plutónico de Loma La Monja. (a) Diagrama de Jensen (1974); (b) Diagrama Ti-V de Shervais (1982); (c) y (d) Diagramas de Fe₂O₃ y TiO₂ frente al MgO, mostrando los campos composicionales de los diversos grupos composicionales en la LMA (Escuder Viruete et al., 2008), los ferrobasaltos y MORB (Hawkins, 1995); (e) y (f) Diagramas de Wood (1980). Ver explicación en el texto.

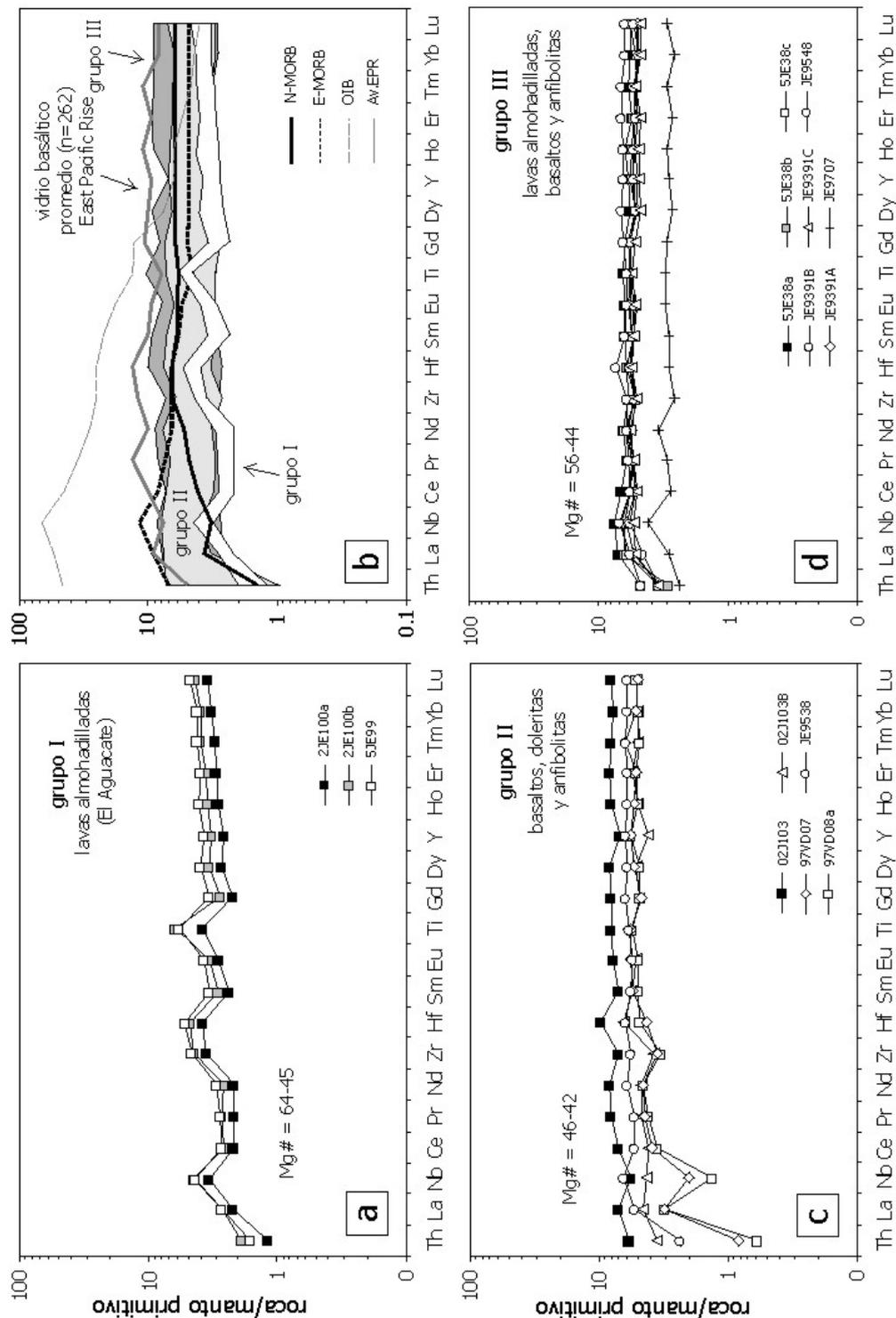


Fig. 3.2.4 (a, b, c y d) Diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de los diversos grupos geoquímicos de la LMA definidos en el texto. Ver explicación en el texto. En (b) los patrones de N-MORB, E-MORB y OIB proceden de Sun y McDonough (1989), y se incluye un promedio de los vidrios basálticos de la East Pacific Ridge (n=262; Su y Langmuir, 2003) como comparación.

3.2.4. Formación Los Ranchos

Definidas por Donnelly *et al.* (1990), las rocas volcánicas del Primitivo arco-isla Caribeño (PIA) consiste predominantemente en basaltos toleíticos espilitizados y lavas dacíticas y riolíticas. Los basaltos del PIA contienen típicamente abundancias bajas en LILE (*large-ion lithophile elements*), REE (*rare earth elements*) y HFSE (*high field strength elements*), contenidos bajos en Pb radiogénico, y un patrón de REE subhorizontal al normalizarse con respecto al manto primitivo (Jolly *et al.*, 2001, 2006; Kerr *et al.*, 1999; Lewis *et al.*, 2000, 2002; Marchesi *et al.*, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008, 2009). Rocas correlacionables con estas en el ámbito de Las Antillas son la Formación Water Island en las Islas Vírgenes (Rankin, 2002; Jolly *et al.*, 2006), las fases volcánicas I y II de Puerto Rico Central y Nororiental (unidades pre-Robles y pre-Santa Olaya; Jolly *et al.*, 2001, 2006), y la Formación Los Pasos en Cuba Central (Kerr *et al.*, 1999; Proenza *et al.*, 2006). Las investigaciones geoquímicas más recientes revelan que las rocas máficas del PIA, incluyendo la Formación Téneme en Cuba Oriental (Proenza *et al.*, 2006; Marchesi *et al.*, 2006), y las Formación Los Ranchos (Escuder-Viruete *et al.*, 2006), Maimón (Lewis *et al.*, 2000, 2002) y Amina (Escuder-Viruete *et al.*, 2007b) en República Dominicana, así como algunos de los basaltos de la Formación Water Island, son regionalmente comparables y de composición toleítica de arco-isla (IAT), variablemente empobrecidas en Ti y LREE, y boninitas. Las características temporales de la serie de rocas máficas del PIA indican un contexto de suprasubducción durante los primeros estadios de desarrollo del arco isla Caribeño en el Aptiense a Albiense Inferior (Escuder-Viruete *et al.*, 2006). En La Española, la Formación Hatillo, constituida por calizas arrecifales de la parte alta del Albiense Inferior (Myczynski and Iturralde-Vinent, 2005), se dispone discordante sobre la Formación Los Ranchos.

Clasificadas respecto a esquemas basados en elementos traza inmóviles, ya que se trata de rocas profundamente alteradas en las que muchos elementos pueden haberse movilizado, las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos son subalcalinas en un diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram (Winchester y Floyd, 1977), gradando en composición desde basaltos sub-alcalinos a riolacitas (Fig. 3.2.5), lo cual es consistente con su composición de elementos mayores y mineralogía relictas. Tanto en este diagrama como en el diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976) se observa un salto composicional entre andesita/basalto y dacita/riolacita, que da cuenta del carácter bimodal del magmatismo del PIA. Las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos presentan un amplio rango en el

contenido en SiO₂, graduando desde 43,5 a 78,4 wt.% (Tabla 1), para contenidos en TiO₂ entre 0.17 and 1.0 wt.% (Fig. 3.2.6), estas rocas muestran un aumento en SiO₂, álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO (no mostrados). TiO₂, Fe₂O₃T, Al₂O₃ y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo a los 5-6 wt.% MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación de inicialmente olivino y Cr-espinela, después a la de la plagioclasa y clinopiroxeno, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la mineralogía observada. Las relaciones Yb-Th y Zr-Y en las rocas máficas (Barrett y MacLean, 1999) establecen también una afinidad toleítica.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, todas las rocas volcánicas máficas de la Formación Los Ranchos se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb y K) y LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y Y) y HREE (Fig. 3.2.6 y 3.2.7), típico de magmas relacionados con subducción. Todas ellas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La), y el patrón de HREE es plano. Sin embargo, al comparar en detalle rocas con similar Mg# se revela una considerable variación tanto en la abundancias de los elementos traza, como en su distribución en el diagrama multielemental (Fig. 3.2.6). En base principalmente al contenido en Ti y de los valores de las relaciones entre elementos incompatibles, las rocas volcánicas máficas de la Formación Los Ranchos pueden ser divididas en tres grupos geoquímicos (Escuder Viruete *et al.*, 2006, 2007), aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos: a) toleitas de arco isla (IAT), o grupo I; b) toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; y c) boninitas, o grupo III. Un grupo IV es asignado a las rocas volcánicas ácidas, que incluye además a las muestras de los batolitos tonalíticos.

3.2.4.1. Toleitas de arco isla (IAT), grupo I

Este grupo está representado por los flujos masivos, las brechas autoclásticas monogenéticas y las intrusiones sin-volcánicas menores de la unidad basáltica superior. En el diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg presentan composiciones de basaltos toleíticos ricos en Fe y están relativamente fraccionadas (Mg#=55-40). En el diagrama multielemental presentan unas distribuciones muy similares a las IAT modernas (Pearce *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995), con similares abundancias absolutas de HREE (6-1 × N-MORB). En particular, las relaciones REE/HFSE (p.e. La/Nb y Sm/Zr) son altas en los basaltos de grupo I en relación con las composiciones N-MORB, lo cual es típico de IAT. Se caracterizan por

una distribución de ligeramente empobrecida en LREE a ligeramente enriquecida ($[La/Yb]_N=0,7-1,7$), pronunciada anomalía negativa en Nb, ligeras anomalías negativa en Zr y positiva en Hf ($[Zr/Sm]_N=0,3-0,8$) y HREE planas. El contenido en TiO_2 gradúa entre 0,8 y 1,0 % en peso. Los valores de $(\epsilon Nd)_i$ gradúan entre +9,2 y +10,0 (Escuder Viruete *et al.*, 2006), que sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

3.2.4.2. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II

Este grupo está representado por algunos diques máficos sinvolcánicos y sills de microgabros, cuerpos máficos irregulares dentro de los batolitos tonalíticos, y la mayoría de las rocas volcánicas máficas de la unidad basáltica inferior. Estas rocas tienen una composición de elementos mayores que varía entre basaltos toleíticos ricos en Mg y basaltos toleíticos ricos en Fe, y se extienden a composiciones de menor Mg# (66-44) que las IAT de grupo I. El diagrama multielemental es similar al de las IAT de grupo I, algunas con una pronunciada anomalía negativa en Nb, menores abundancias de HREE (4-7×PM), mayores anomalías negativas de Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,5-0,7$), y un consistente empobrecimiento en LREE ($[La/Yb]_N=0,2-0,7$). El contenido en TiO_2 varía entre 0,4 y 0,8% y es inferior al grupo I. Incluyendo las rocas intrusivas máficas, los valores de $(\epsilon Nd)_i$ varían entre +8,7 y +9,4, compatibles con una fuente dominada por manto empobrecido. Los contenidos bajos en TiO_2 y HREE, junto a las anomalías negativas en Zr y Hf, sugieren que la fuente mantélica de estas rocas fue más empobrecida que en el grupo I.

3.2.4.3. Boninitas, grupo III

Este grupo está representado por flujos boniniticos y lavas almohadilladas, con alguna brecha volcánica, presentes únicamente en la unidad basáltica inferior. El grupo incluye tipos composicionales con $SiO_2 > 53\%$, $MgO > 7-8\%$ y $TiO_2 < 0,5$, que caen dentro de la definición estricta de boninitas de Crawford *et al.* (1989), sin embargo, las muestras están alteradas y los elementos mayores movilizado. Las boninitas presentan una composición de basaltos toleíticos ricos en Mg, próxima a las komatiitas basálticas en el diagrama Al-Fe-Mg, e incluyen las composiciones de mayor Mg# de todas las rocas muestreadas (69-54). Las abundancias de HREE son ligeramente inferiores (0,7-4,5×N-MORB) que en el grupo II. Sin embargo, presentan una distribución plana o ligeramente enriquecida en LREE ($[La/Yb]_N=0,5-0,7$) y fuertes anomalías positivas en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=1,0-1,3$). Esta distribución es característica de boninitas actuales (Falloon y Crawford, 1991; Murton *et al.*,

1992; Stern y Bloomer, 1992), siendo geoquímicamente similares al grupo de boninitas pobres en Ca de Crawford *et al.* (1989), incluyendo la baja relación CaO/Al₂O₃ (0,04-0,34) relativa a las IAT pobres en Ti a un similar grado de fraccionación. Las bajas relaciones CaO/Al₂O₃ y abundancias en HREE, junto a valores de (ϵ Nd)_i positivos (+3,4 a +5,6) son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas empobrecidas.

3.2.4.4. Comparación grupos rocas máficas

Debido a su naturaleza fuertemente empobrecida en elementos incompatibles, las rocas volcánicas máficas de la Formación Los Ranchos no quedan representadas adecuadamente en los diagramas de discriminación tectónica más comunes. Sin embargo, en el diagrama Ti vs. V de Shervais (1982), las rocas máficas caen en el campo de las IAT, discriminando los distintos grupos geoquímicos, el grupo I de IAT normales presenta relaciones $15 < \text{Ti/V} < 20$ y abundancias absolutas similares; las rocas empobrecidas del grupo II definen una tendencia a relaciones Ti/V condriticas (≈ 10), con las muestras menos fraccionadas situándose a menores abundancias absolutas; y las boninitas del grupo III tienen relaciones Ti/V menores que los valores condriticos, reflejando el extremo grado de empobrecimiento de la fuente. En el diagrama Nb-Hf-Th de Wood (1980), las rocas máficas de la Formación Los Ranchos caen en el campo de los márgenes de placa destructivos, extendiéndose desde el campo toleítico hasta el límite con el calco-alcálido, en función del empobrecimiento relativo en Hf (y Zr), especialmente en rocas pobres en Ti. Aunque existe una superposición entre los grupos máficos, las IAT normales, las IAT empobrecidas en LREE y Ti y las boninitas, se ordenan hacia el campo N-MORB, reflejando la amplitud de la anomalía negativa en Nb y la ausencia de anomalías positivas de Th en el diagrama extendido de REE característico de cada grupo. En el diagrama triangular Nb-Y-Zr, las anomalías de Zr (y Hf) relacionadas con el empobrecimiento de la fuente causan que las rocas máficas se representen hacia el límite del campo IAT, lejos del vértice Zr, especialmente en las muestras más empobrecidas, mientras las boninitas caen en la dirección opuesta dentro del campo IAT debido a su anomalía positiva en Zr (y Hf). Los diagramas del “índice de subducción” y del “índice de empobrecimiento” de la fuente mantélica de la Fig. 3.2.5 también permiten establecer diferencias entre los diferentes grupos, siendo generalmente mayor la signatura subductiva y menos empobrecida la fuente en las rocas del grupo I que en las del grupo II y, a su vez, que en las del III.

Las Figs. 3.2.6 y 3.2.7 permiten también comparar los contenidos de elementos traza entre las rocas máficas de la Formación Los Ranchos, los diques máficos subvolcánicos y las facies gabróicas en los batolitos. Las rocas volcánicas pobres en Ti del grupo II de la unidad basáltica inferior son similares en composición a los gabros masivos del batolito de Sabana Grande. Los diques doleríticos sin-magmáticos, los microgabros del batolito de El Valle y los cuerpos de diorita con hornblenda intermezclada en los batolitos con las tonalitas, son similares a las rocas volcánicas de grupo I de la unidad basáltica superior. La similitud en la composición de elementos traza y edad aboga por la relación genética entre las rocas volcánicas y subvolcánicas de la Formación Los Ranchos y los gabros de los batolitos tonalíticos.

3.2.4.5. Características geoquímicas de las rocas ácidas

Este grupo incluye las rocas volcánicas ácidas de la unidad riodacítica intermedia de la Formación Los Ranchos y las rocas tonalíticas y subordinadamente cuarzo-dioríticas que forman los batolitos. Colectivamente, las rocas volcánicas ácidas y las tonalitas son clasificadas como dacitas y riolitas en el diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg, siguiendo una tendencia toleítica. Presentan valores de las relaciones Th-Yb y Y-Zr indicativos de una afinidad toleítica y transicional (Barrett y MacLean, 1999). El carácter cumulativo de la plagioclasa cálcica observado en láminas delgadas de las tonalitas, da lugar a una alta relación $CaO/CaO+Na_2O$ (y mayor Mg#; 36-28) en estos intrusivos que en las rocas volcánicas ácidas (Mg#=29-10). Todas estas rocas ácidas son pobres en K ($K_2O < 0,94\%$ en las tonalitas), TiO_2 (0,56-0,18%), P_2O_5 (<0,1%) y Zr, respecto a las típicas rocas ácidas calco-alcalinas.

Las rocas volcánicas y las tonalitas presentan una distribución de REE plana o ligeramente empobrecida en LREE muy similar (respecto al manto primordial), lo que también sugiere una relación genética entre ellas; es decir, las rocas volcánicas ácidas son los equivalentes extrusivos de los batolitos tonalíticos. Las riodacitas y riolitas tienen valores de la relación $[La/Yb]_N = 0,7-1,9$ y las tonalitas y cuarzo-dioritas $[La/Yb]_N = 0,4-1,4$. Por lo tanto, carecen del típico moderado a fuerte enriquecimiento en LREE de las rocas ácidas calco-alcalinas y son interpretadas como de afinidad toleítica. Aunque la composición de elementos mayores de estas rocas es similar a la de los plagiogranitos formados en centros de apertura oceánica, en los diagramas de discriminación tectónica las muestras caen entre los campos de granitos de arco volcánico y de dorsal oceánica. La afinidad VAG es compatible con la

anomalía negativa en Nb en los diagramas de multielementales, característica de rocas de arco. Los valores de $(\epsilon\text{Nd})_i$ varían entre +9,0 y +9,6, siendo indicativos de una fuente mantélica empobrecida con un largo período de empobrecimiento de LREE.

El volcanismo en arcos intraoceánicos con un alto contenido en SiO₂ (>70%) y bajo en K, es generalmente interpretado como producto de la fusión parcial profunda de rocas máficas (Drummond y Defant, 1990; Smith *et al.*, 2003; Tamura y Tatsumi, 2003). La ausencia de composiciones ricas en Sr y empobrecidas en HREE típicas de magmas adakíticos (Defant y Drummond, 1993; Martin, 1999), descarta un origen para los magmas ácidos a partir de la fusión de la lámina que subduce. Los procesos de fusión por deshidratación del material que forma la corteza inferior del arco, como los propuestos para el arco de Kermadec (Smith *et al.*, 2003), pueden generar por anatexia cortical el magmatismo ácido durante el desarrollo de un arco intraoceánico. Esto es compatible con la ausencia de rocas volcánicas de composiciones intermedias en la Formación Los Ranchos. (páginas siguientes)

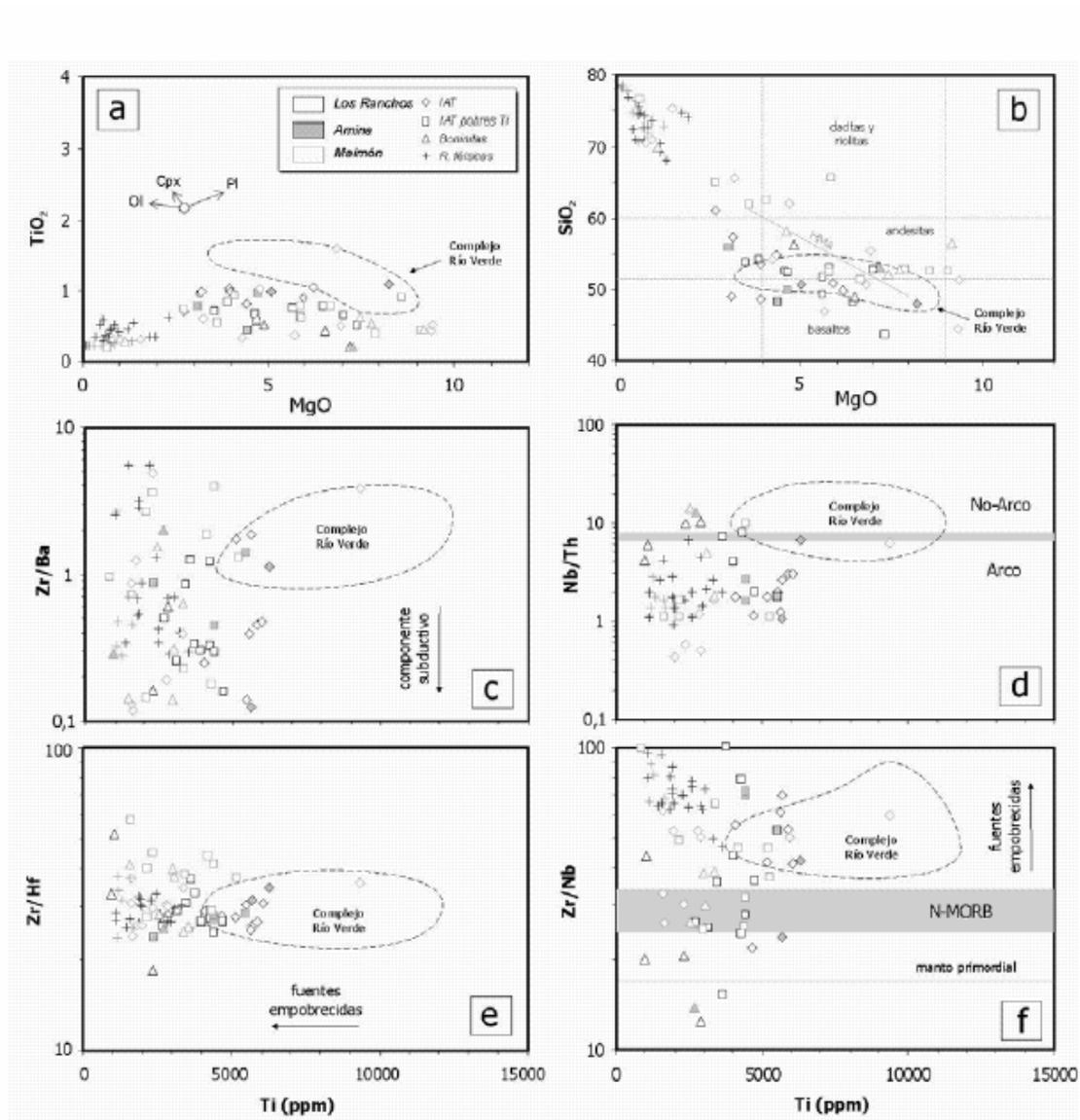


Fig. 3.2.5. Formación Los Ranchos. (a y b) Diagramas de TiO₂ y SiO₂ frente al MgO (%wt.) para las rocas de la Formación Los Ranchos, mostrando también los campos composicionales del Complejo Río Verde; (c, d, e y f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb frente al Ti (ppm) para las rocas de la Formación Los Ranchos, mostrando también los campos composicionales del Complejo Río Verde. HMA, campo de las andesitas ricas en MgO.

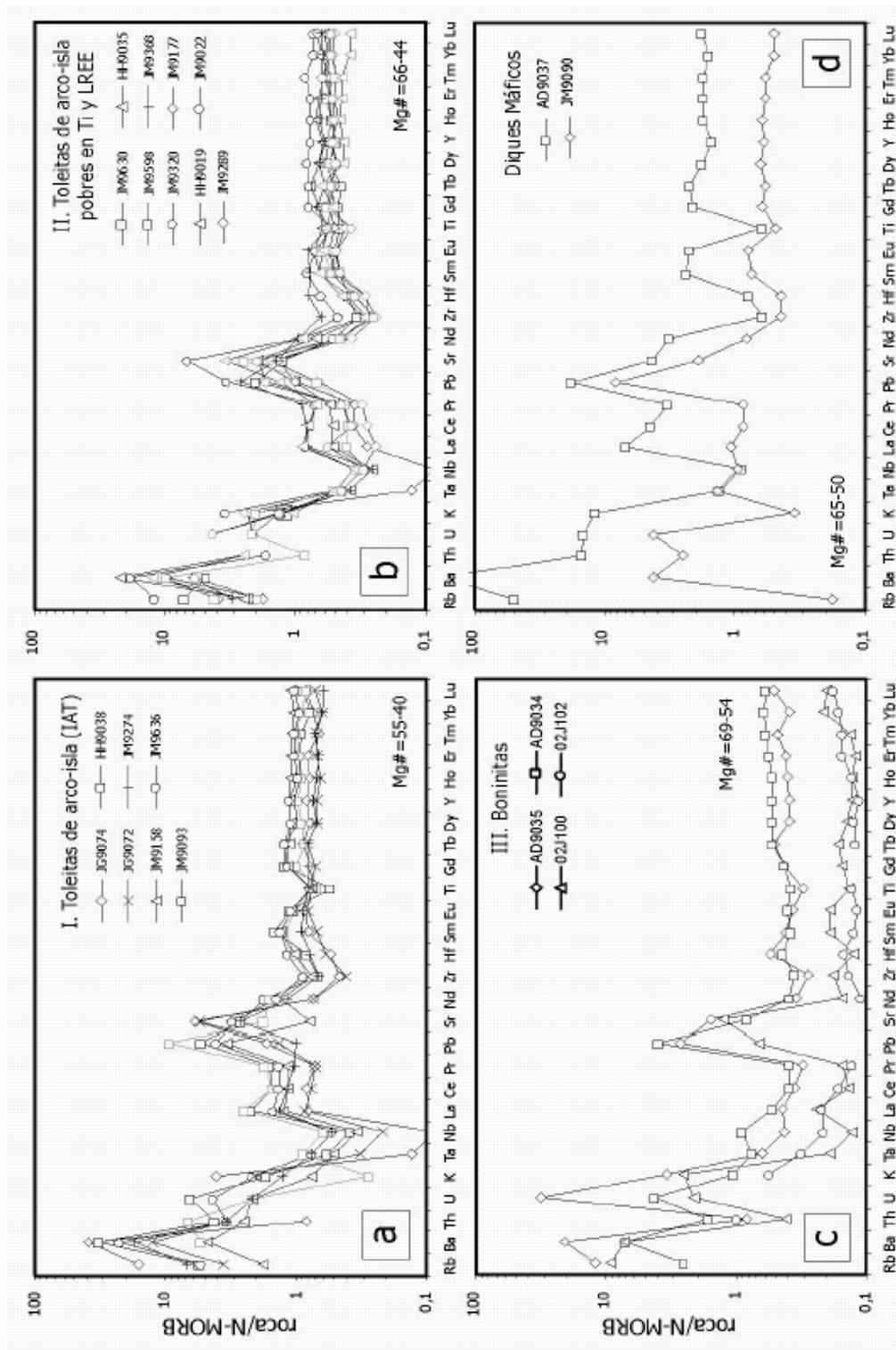


Fig. 3.2.6. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas de la Formación Los Ranchos y diques máficos relacionados.

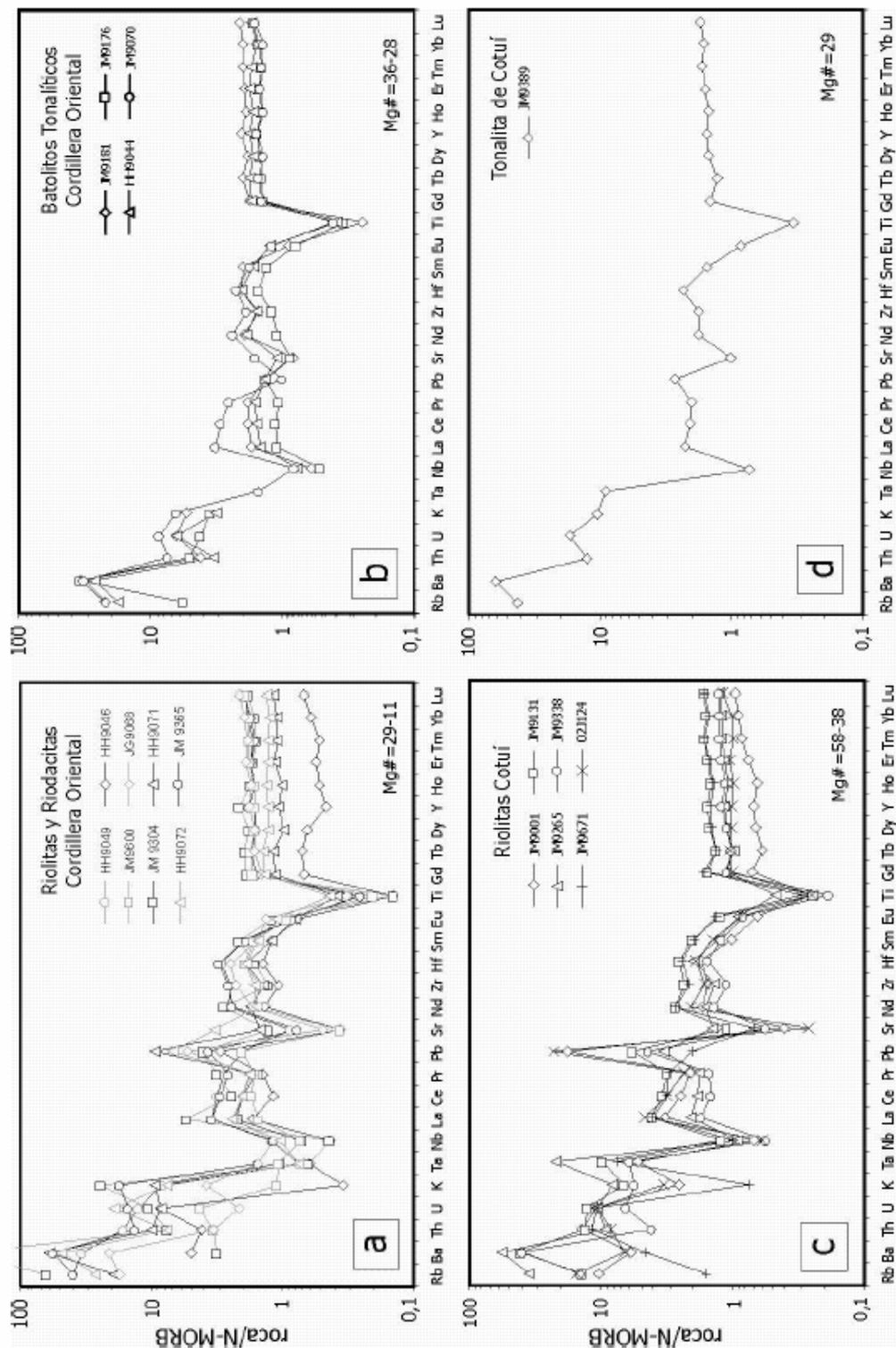


Fig. 3.2.7. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas félsicas de la Formación Los Ranchos y batolitos tonalíticos relacionados.

3.2.5. Esquistos de Amina-Maimón.

Las rocas metamórficas de la Fm Amina-Maimón, se pueden agrupar en dos grandes grupos de protolitos: máfico-intermedios y ácidos. Sus principales características geoquímicas están recogidas en las Figs. 3.2.8, 3.2.9 y 3.2.10., y se discrimina en el presente informe, entre los afloramientos de la hasta ahora denominada Fm Amina de los de la Fm Maimón, las cuales por sus características cartográficas, litológicas y petrológico-geoquímicas, actualmente se incluyen en una única Fm.

En el diagrama catiónico de Jensen (1976), las rocas de la Formación Amina caen en el campo de las series toleíticas: las metavolcanitas ácidas en el campo de las riolitas toleíticas y las intermedio-básicas en el de las andesitas y los basaltos toleíticos ricos en Fe, con términos más magnesianos, observándose un salto composicional entre ambos grupos aunque se dispone de pocas muestras. Una muestra de metabasalto picrítico cae en el campo de las komatiitas basálticas. En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂; Winchester y Floyd, 1977), composicionalmente gradúan entre basaltos andesíticos y andesitas subalcalinas, al igual que las rocas de la Formación Los Ranchos (Escuder Viruete *et al.*, 2006). Los contenidos generalmente bajos en K₂O que presentan las rocas de ambas formaciones son propios de la serie toleítica pobre en K, aunque los álcalis pueden haberse movilizado. No obstante, todas ellas presentan una clara afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999; no mostrados). En el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982), se sitúan en el campo de las toleitas de arco isla (IAT) de relación Ti/V < 20, así como las rocas de la Formación Maimón (Ti/V próxima a la condrita).

La Fig. 3.2.9 incluye la variación de TiO₂ respecto al MgO, comparándose además con la Formación Los Ranchos y la Formación Maimón. Los contenidos en TiO₂ son bajos (<0,8%), aunque en algunas es de 1,0-1,2%. En las rocas menos fraccionadas, el TiO₂, Fe₂O_{3t} y V aumentan ligeramente con el descenso en MgO (Escuder Viruete *et al.*, 2007), sugiriendo una afinidad toleítica, aunque en las rocas félsicas más fraccionadas el TiO₂ y el Fe₂O_{3t} también decrecen. Estas pautas son análogas a las de la Formación Maimón; con el descenso en el MgO, se registra un aumento de Y y Zr (HFSE) y un descenso de Cr y V (no mostrado), controlados por procesos de fusión parcial y fraccionación. Sin embargo, la dispersión observada en el TiO₂, V, Zr, Y y Cr a similares contenidos de MgO, sugiere que

los protolitos máficos de la Formación Amina fueron formados a partir de volúmenes discretos de diversos magmas parentales.

En diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Fig. 3.2.10), las rocas de la Formación Amina presentan un enriquecimiento en LIL (Sr, Rb y Ba), picos variables en K, Pb y Sr (movilizados), un empobrecimiento en HFSE y REE, alineados paralelamente a una relación roca/N-MORB entre 0,2 y 0,8, y anomalías negativas de Nb-Ta, muy marcadas en las metariolíticas. Todas estas características son propias de magmas generados en zonas de subducción (Hawkeworth *et al.*, 1993; Pearce *et al.*, 1995). La diversidad de magmas queda bien patente en los diagramas multielementales (Fig. 3.2.10), distinguiéndose tres tipos de protolitos básico/intermedios y un tipo adicional de ácidos, entendiendo que probablemente existen composiciones transicionales entre ellos. Estos son: toleitas de arco isla (IAT); toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; boninitas; y rocas metavolcánicas ácidas (metariolitas). Estos grupos distintos de materiales son descritos desde un punto de vista geoquímico a continuación.

3.2.5.1. Toleitas de arco isla

El grupo está representado por rocas de composición basalto andesítico y andesita, relativamente ricas en Fe y poco fraccionadas ($Mg\# = 64-60$). En un diagrama de REE las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas (Saunders y Tarney, 1991; Pearce *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995), a similares abundancias de HREE (6-7 x manto primitivo). Presentan desde un ligero empobrecimiento en LREE a un ligero enriquecimiento $[(La/Yb)N=0,8-1,3]$; promedio de 1,1], marcadas anomalías negativas en Nb y Ti, ligera anomalía negativa también en el Th $[(Zr/Sm)N=1,1-1,3]$ y HREE o planas o con una muy ligera pendiente negativa. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida similar a la de N-MORB.

3.2.5.2. Toleitas de arco isla pobres en LREE y Ti

El grupo incluye composiciones de basaltos y andesitas, con contenidos bajos en Ti (<1%). Las rocas muestreadas están ya relativamente fraccionadas ($Mg\# = 49-40$ y $MgO < 5\%$). En el diagrama de REE muestran un empobrecimiento de ligero a fuerte en LREE $[(La/Yb)N=0,3-1,0]$; promedio de 0,78] y una fuerte anomalía negativa en Nb y más ligera en Zr, Ti y Th $[(Zr/Sm)N=0,5-1,0]$, para menores abundancias absolutas de HREE (2,5-5,4 x manto

primitivo) que se disponen planas. El fuerte empobrecimiento en LREE, bajos contenidos en TiO₂ (media=0,72%) y HREE para moderados Mg#, sugiere una fuente mantélica más empobrecida que la de las IAT y/o un mayor grado de fusión parcial.

3.2.5.3. Boninitas

La presencia de (meta-) boninitas refuerza la idea de que la Formación Amina representa los estados más primitivos de formación de un arco isla intraoceánico (Pearce *et al.*, 1995; Bloomer *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995). Este grupo incluye tipos composicionales con SiO₂>53%, MgO>7-8% y TiO₂<0,5, que encajan en la definición de boninitas de Crawford (1989). Presentan de forma característica los contenidos más bajos en HREE (0,8-1,2 x manto primitivo), al compararlas con las IAT menos fraccionadas de los grupos anteriores. Presentan un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)_N =0,66], HREE planas y anomalías positivas en Th y Zr-Hf [(Zr/Sm)_N=1,4], definiendo el patrón típico de boninitas actuales. Composicionalmente son similares a las boninitas pobres en Ca de Crawford (1989), presentando una baja relación CaO/Al₂O₃ frente a las IAT pobres en Ti a similares grados de fraccionación. Boninitas de composición muy similar han sido también identificadas en la Formación Maimón (Lewis *et al.*, 2002) y Formación Los Ranchos (Escuder Viruete *et al.*, 2007). La baja relación CaO/Al₂O₃ y los muy bajos contenidos en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

3.2.5.4. Rocas metavolcánicas ácidas

Las metariolitas son distinguibles de las típicas rocas ácidas calco-alcalinas por menores valores de la relación CaO/CaO+Na₂O (<0,1) y Mg# (28-29), además de ser pobres en K₂O (<1,0%), Zr (74-88 ppm) y P₂O₅ (<0,05%). En un diagrama extendido de REE presentan un ligero empobrecimiento en LREE, a diferencia del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas. Presentan contenidos en HREE=4-16 x manto primitivo, fuertes anomalías negativas de Nb y Ti, y una ligera anomalía positiva en Th, en todo análogos a los de las rocas félsicas de la Formación Los Ranchos. En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al* (1984), las metariolitas caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG), como las rocas ácidas de la Formación Maimón, lo cual es consistente con una anomalía negativa en Nb característica de rocas de arco. Este grupo de rocas ácidas pobres en K₂O y ricas en SiO₂ son generalmente interpretadas como producto de la fusión parcial de rocas máficas, en oposición a una

fraccionación (Drummond y Defant, 1990; Jenner y Swinden, 1993; Smith *et al.*, 2003; Tamura y Tatsumi, 2003), que heredarían su signatura subductiva.

3.2.5.5. Interpretación y correlaciones

Las relaciones iniciales ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i, calculadas a $t=115$ Ma por Escuder Viruete *et al.*, (2007) para rocas de la Formación Amina, son muy variables (0,7039-0,7051), para un casi constante ϵNd (≈ 9). Estos valores son similares a los de la Formación Los Ranchos y de rocas alteradas de arcos intraoceánicos modernos, y consistentes con la alteración hidrotermal de los protolitos en el fondo oceánico (Kesler *et al.*, 1991b). Las rocas félsicas de la Formación Amina presentan relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,16 y 0,22, para un estrecho rango de valores ϵNd entre +8,9 y +9,1 (Escuder Viruete *et al.*, 2006, 2007). La variación en ϵNd refleja la de las rocas máficas de las cuales proceden, con una mínima incorporación de material sedimentario subducido en su génesis. Considerados en conjunto, los 4 tipos geoquímicos de protolitos reconocidos en la Formación Amina se relacionan el magmatismo toleítico y boninítico de los primeros estadios evolutivos de un arco isla intraoceánico. Desde un punto de vista geoquímico, isotópico y petrogenético, existe una gran similitud entre los protolitos de las Formaciones Amina y Maimón con las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos, que implica que las rocas del primer grupo son los equivalentes deformados y metamorfizados del segundo. Todas ellas tienen las características típicas de series ígneas de arcos isla intraoceánicos, por lo que en conjunto representan la formación y desarrollo del arco isla Caribeño primitivo en el segmento de La Española durante el Aptiense-Albiense. (páginas siguientes)

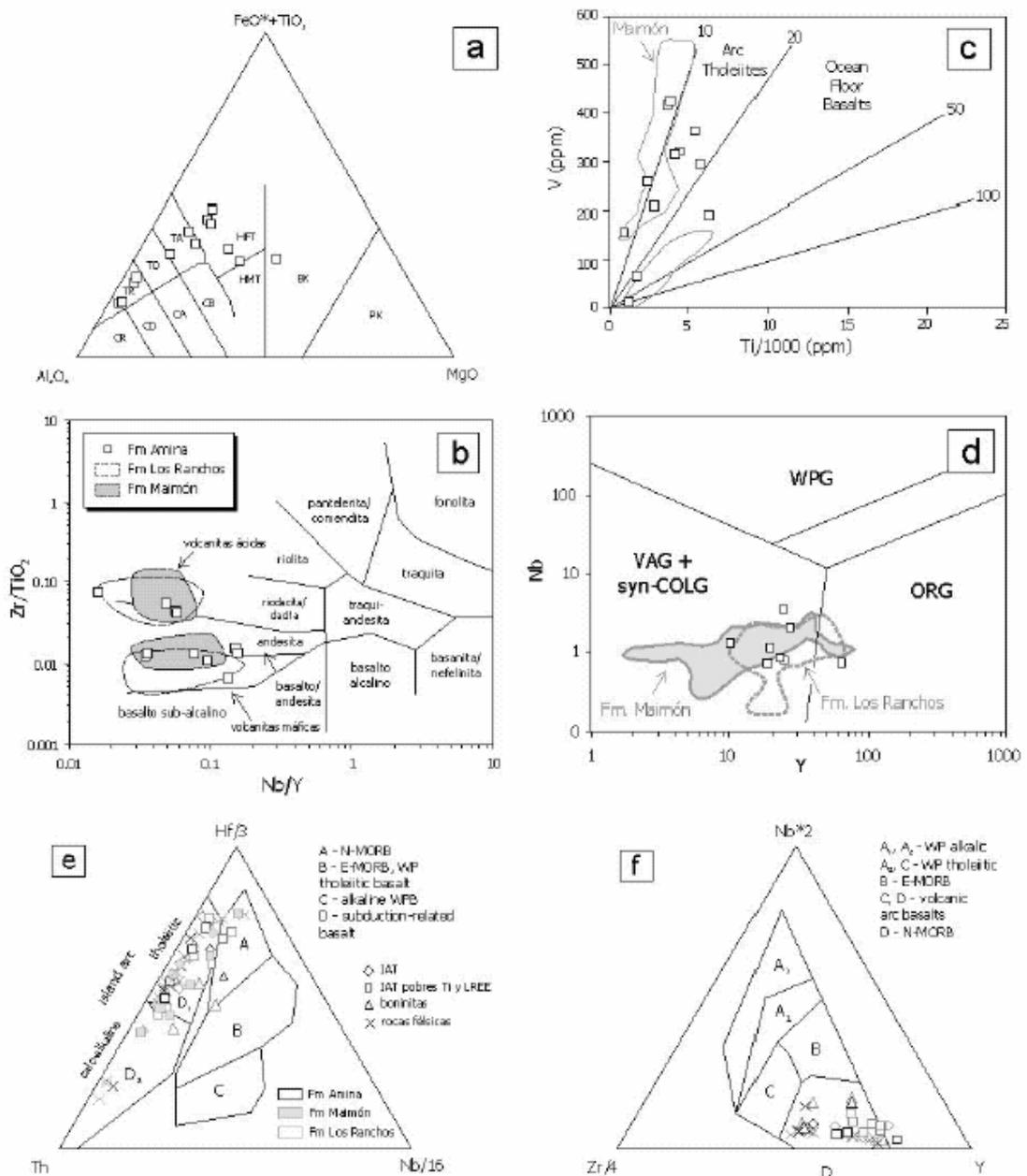


Fig. 3.2.8. (a) Diagrama triangular catiónico (Fe+Ti-Al-Mg) de Jensen (1976); (b) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales de la Formación Los Ranchos; (c) Diagrama Ti-V de Shervais (1982); (d) Diagrama Y-Nb de Pearce (1983), y (e, f) Diagramas de Wood (1980).

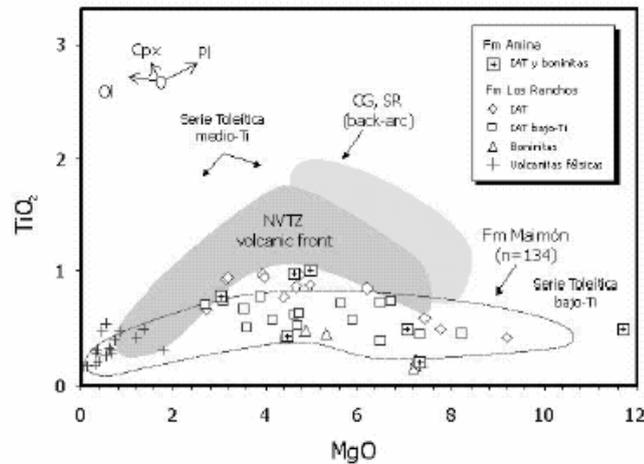


Fig. 3.2.9. (a) Diagrama de TiO₂ frente al MgO para las rocas de las Formaciones Amina y Los Ranchos.

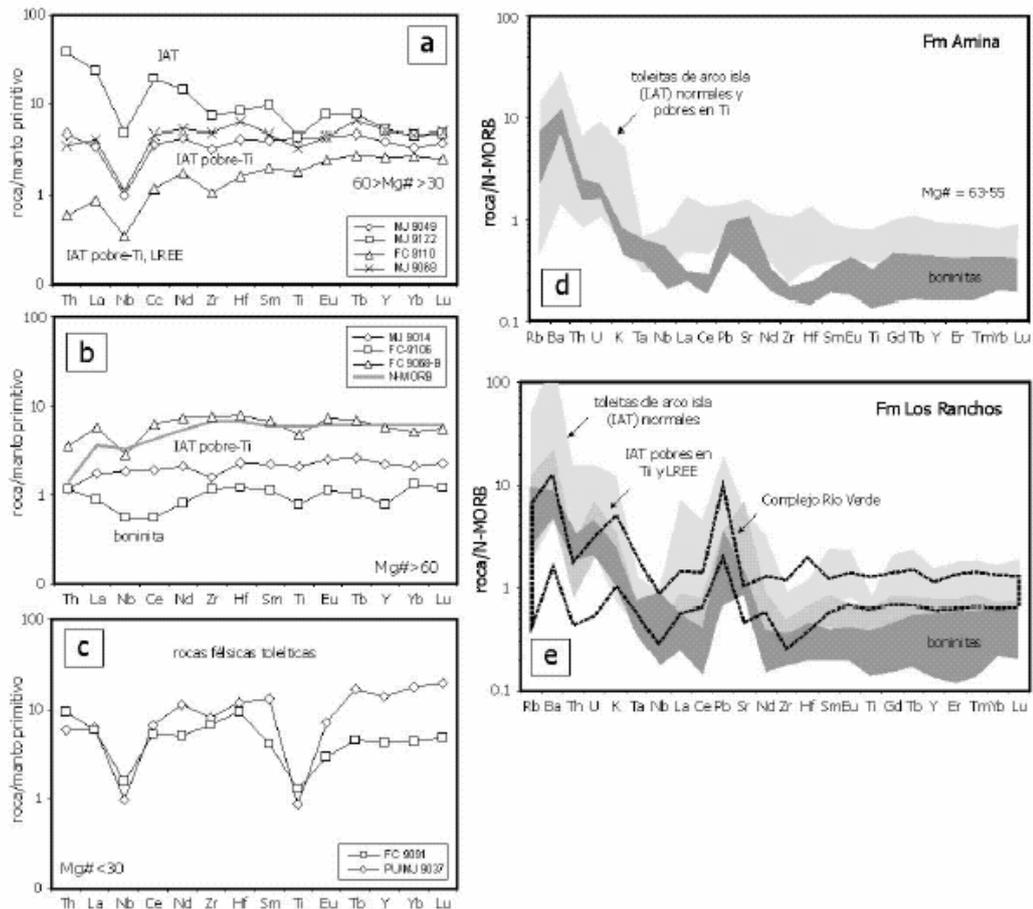


Fig. 3.2.10. (a, b y c) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas y félsicas de la Formación Amina; (d y e) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de las Formaciones Amina y Los Ranchos, comparándolas con los metabasaltos del Complejo Río Verde.

3.2.6. Complejo Duarte

Las características geoquímicas de las rocas volcánicas y metavolcánicas del Complejo Duarte están recogidas en las Figs. 3.2.11, 3.2.12 y 3.2.13. Composicionalmente gradúan entre picritas, con incluso >25 wt% MgO, basaltos ricos en Mg y basaltos. Sin embargo, las rocas del Complejo están generalmente alteradas y metamorizadas, y su composición en elementos móviles durante estos procesos pueden haber cambiado. En base a los valores de relaciones de elementos inmóviles como Nb/Y-Zr/TiO₂, las muestras de la unidad inferior y superior se clasifican como subalcalinas transicionales y alcalinas, respectivamente. En diagramas de Harker (Escuder Viruete, 2004), con el descenso en MgO, hay un aumento en SiO₂, Fe₂O₃T, álcalis y TiO₂; y un descenso en Cr y Ni. El Al₂O₃ y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo a unos 6-7 wt% MgO, decreciendo en los basaltos ya evolucionados. Estas tendencias son atribuidas a la fraccionación y/o acumulación de olivino, Cr-espinela, clinopiroxeno y plagioclasa, siendo los altos contenidos en MgO debidos a que se trata de cumulos de cristales. Todas las rocas muestran anomalías positiva en Nb-Ta y negativa en Th en un diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial, con un enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE-Y, característico de los basaltos de isla oceánica.

Sin embargo, en base al contenido en TiO₂, las relaciones de elementos traza (e isotópicas de Sr y Nd), y el patrón en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial (Fig. 3.2.12) y N-MORB (Fig. 3.2.13), se identifican cuatro tipos geoquímicos (Escuder Viruete et al., 2007a): basaltos ricos en Mg y pobres en Ti (tipo Ia); picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg (tipo Ib); picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE (tipo II); y basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III). En la litoestratigrafía del Complejo Duarte, los tipos Ia y Ib aparecen intercalados en los niveles más bajos de la unidad inferior, el tipo II forma la principal acumulación de lavas de la unidad inferior, y el tipo III aparece exclusivamente en la unidad superior.

3.2.6.1. Basaltos ricos en Mg y pobres en Ti, tipo Ia

Este grupo está representado por los flujos máficos y brechas autoclásticas de la base del complejo. En la Fig. 3.2.11 presentan composiciones similares a las komatiitas basálticas y están poco o nada fraccionadas (Mg#=71-54), con contenidos en TiO₂ entre 1,0 y 1,7 wt%. El patrón de REE extendido es muy similar a basaltos de isla oceánica actuales, para

similares abundancias absolutas. Presentan LREE planas o ligeramente enriquecidas ($[La/Nd]N=0,98-1,5$), ligera anomalía positiva en Nb, negativa en Zr, y empobrecimiento en HREE e Y ($[Sm/Yb]N=1,9-3,0$; promedio 2,55). Los valores de $(\epsilon Nd)_i$ obtenidos son de +6,5 ($t=120$ Ma), sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

3.2.6.2. Picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg, tipo Ib

El grupo incluye los flujos máficos masivos y bandeados, acumulados y brechas autoclásticas de la unidad inferior. Tienen una composición de komatiitas basálticas y no están fraccionadas ($Mg\#=76-71$), debido a su carácter acumulado. Los diagramas extendidos de REE son semejantes entre muestras y difieren del tipo Ia por el mayor contenido en Ti (2,1-2,6 wt%) y de abundancia absoluta de REE a similar $Mg\#$. Presentan distribución plana o un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]N=1,0-1,26$), ligera anomalía positiva en Nb, negativa o positiva en Zr (y Hf), y empobrecimiento en HREE-Y ($[Sm/Yb]N=2,8-3,1$). El $(\epsilon Nd)_i$ gradúa de +6,2 a +6,6, sugiriendo una fuente dominada por manto empobrecido.

3.2.6.3. Picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE, tipo II

El grupo está dominado por picritas, ferropicritas ($FeOT>15$ wt%) y ankaramitas, generalmente acumulados, y por intercalaciones de basaltos ricos en Mg en la unidad inferior. Su composición en elementos mayores gradúa entre komatiitas basálticas y Fe-toleititas, extendiéndose a composiciones más fraccionadas ($Mg\#=70-48$) que los tipos Ia y Ib. El contenido en TiO_2 es intermedio (1,6-2,1 wt%), pero mayor que en el tipo Ia para un valor dado de MgO . Los diagramas de REE son subparalelos entre muestras y muestran un enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]N=1,2-1,4$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]N=2,4-3,4$; promedio 3,0), con anomalías positiva en Nb y negativa en Th. Los valores de $(\epsilon Nd)_i = +6,2$ y $+6,3$ son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero el mayor contenido en TiO_2 y relación $[Sm/Yb]N$ sugiere que fue más enriquecida que la del tipo Ia.

3.2.6.4. Basaltos ricos en Ti y LREE, tipo III

El grupo incluye los basaltos medianamente alcalinos de la unidad superior. Se trata de toleititas ricas en Fe que evolucionan a las composiciones más fraccionadas ($Mg\#=61-17$). Con el enriquecimiento en TiO_2 (2,8-4,0 wt%) las lavas de tipo III están enriquecidas en Fe ($Fe_2O_3T=11,8-15,2$ wt%), resultando basaltos ferrotitanados. A similar $Mg\#$, estas rocas

presentan mayor abundancia en LREE y HREE que el tipo II, caracterizándose por un fuerte enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,4-2,0$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=3,0-3,9$). Presentan variables anomalías positivas en Eu y Ti, relacionadas con la acumulación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. Estos patrones son típicos de basaltos alcalinos de isla oceánica. Los valores obtenidos de $(\epsilon Nd)_i$ de +5,07 y +5,17 son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero relativamente más enriquecida que la de los tipos I y II (o menor grado de fusión parcial).

3.2.6.5. Interpretación y correlaciones con la Meseta Oceánico Caribeña

En resumen, la diversidad composicional de elementos traza incompatibles e isótopos de Nd presente en las rocas del Complejo Duarte es consistente con fuentes mantélicas relacionadas con una pluma heterogénea. Los modelos de fusión del manto desarrollados por Escuder Viruete et al. (2007) sugieren que la fusión temprana extensiva (10-20%) de un manto somero da lugar a la formación de los magmas relativamente empobrecidos de los grupos I y II, mientras que los magmas tardíos más enriquecidos del grupo III fueron producto de tasas bajas de fusión (<3%) de un manto profundo. Por lo tanto, las fuentes mantélicas fueron con el tiempo más enriquecidas y profundas. Las edades Cenomanenses obtenidas en las anfibolitas foliadas del Complejo Duarte demuestran una edad más antigua para el protolito, probablemente Albiense (>96 Ma). Por lo tanto, el Complejo Duarte representa una etapa de construcción del Plateau Oceánico Caribeño-Colombiano durante el Cretácico Inferior.

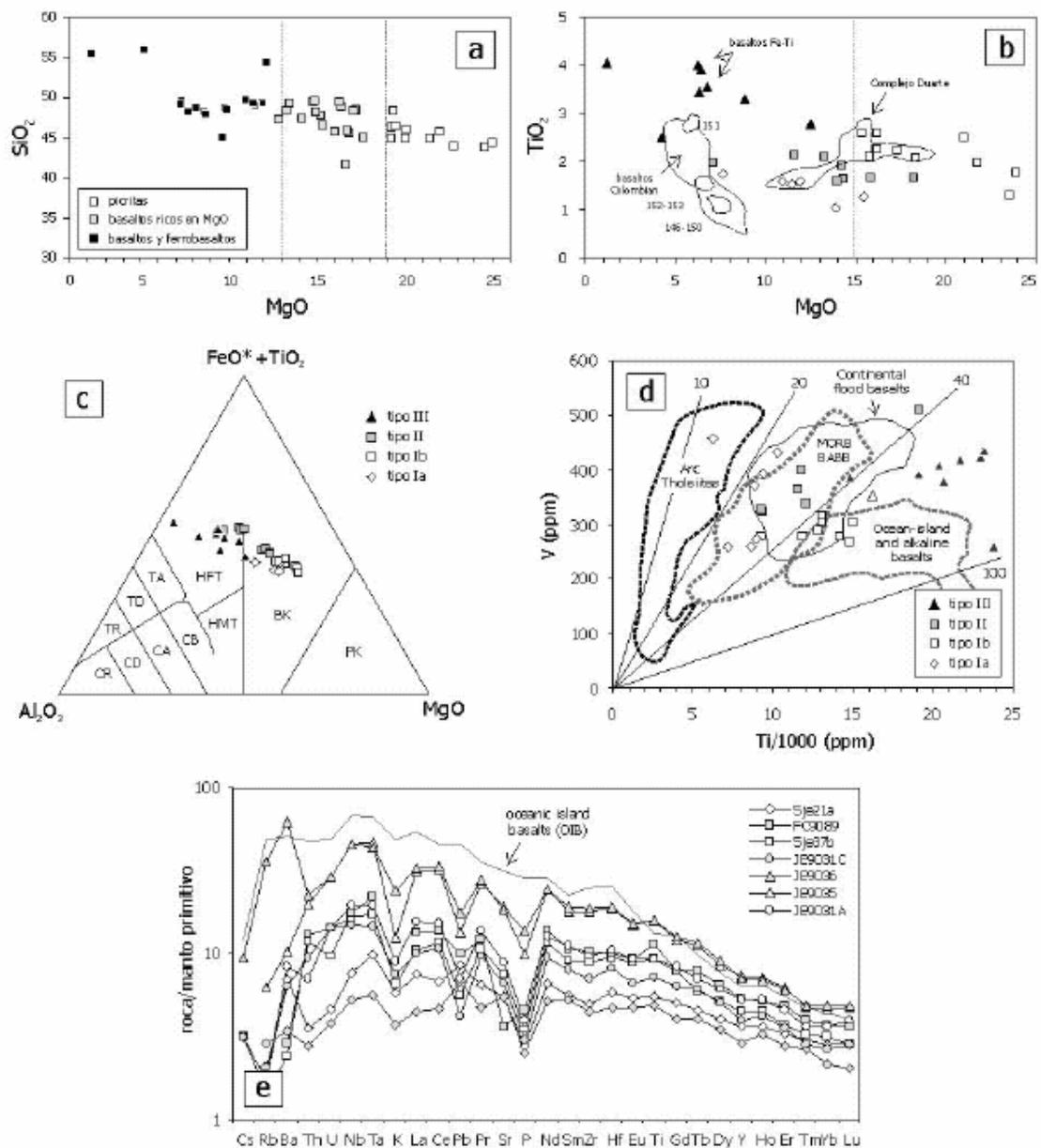


Fig. 3.2.11. Características geoquímicas del Complejo Duarte. (a) y (b) Diagramas de SiO₂ y TiO₂ frente al MgO de las picritas, basaltos magnesianos y basaltos estudiados (Escuder Viruete et al., 2007), mostrando como comparación los campos composicionales de las muestras incluidas en Lapiere et al. (1997), los basaltos obtenidos en los Sites 146, 150, 151, 152 y 153 del DSDP Leg 15, y los basaltos Colombianos (Kerr et al., 1997a, 2002); (c) Diagrama de Jensen (1976); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1982); y (e) Diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

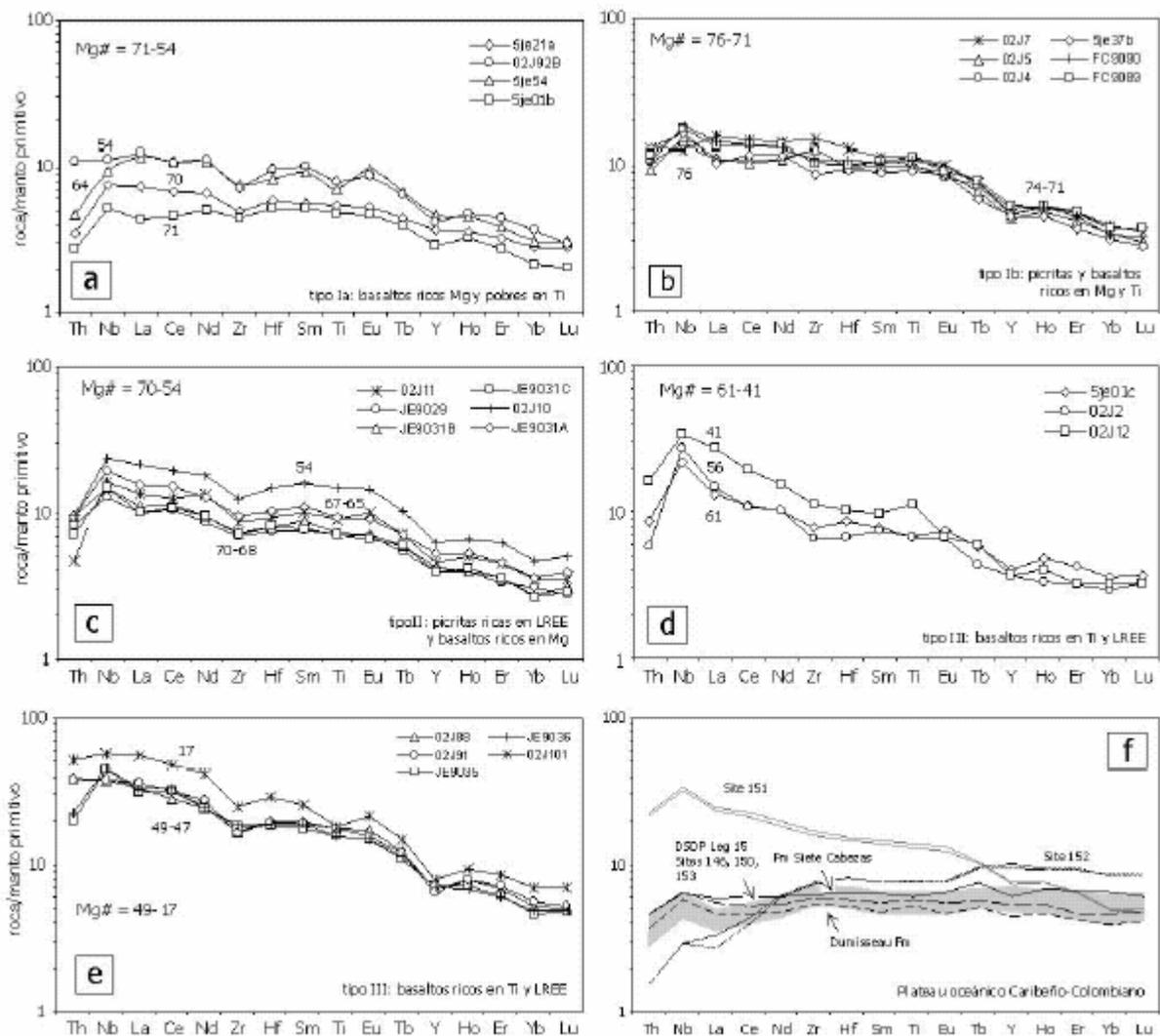


Fig. 3.2.12. (a) a (f) Diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial para los diversos grupos geoquímicos del Complejo Duarte definidos en el texto. En (f) se incluyen como comparación los campos composicionales de los basaltos de los Sites 146, 150, 151, 152 y 153 del DSDP Leg 15, y del Plateau oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 1997a, 2002). Ver explicación en el texto

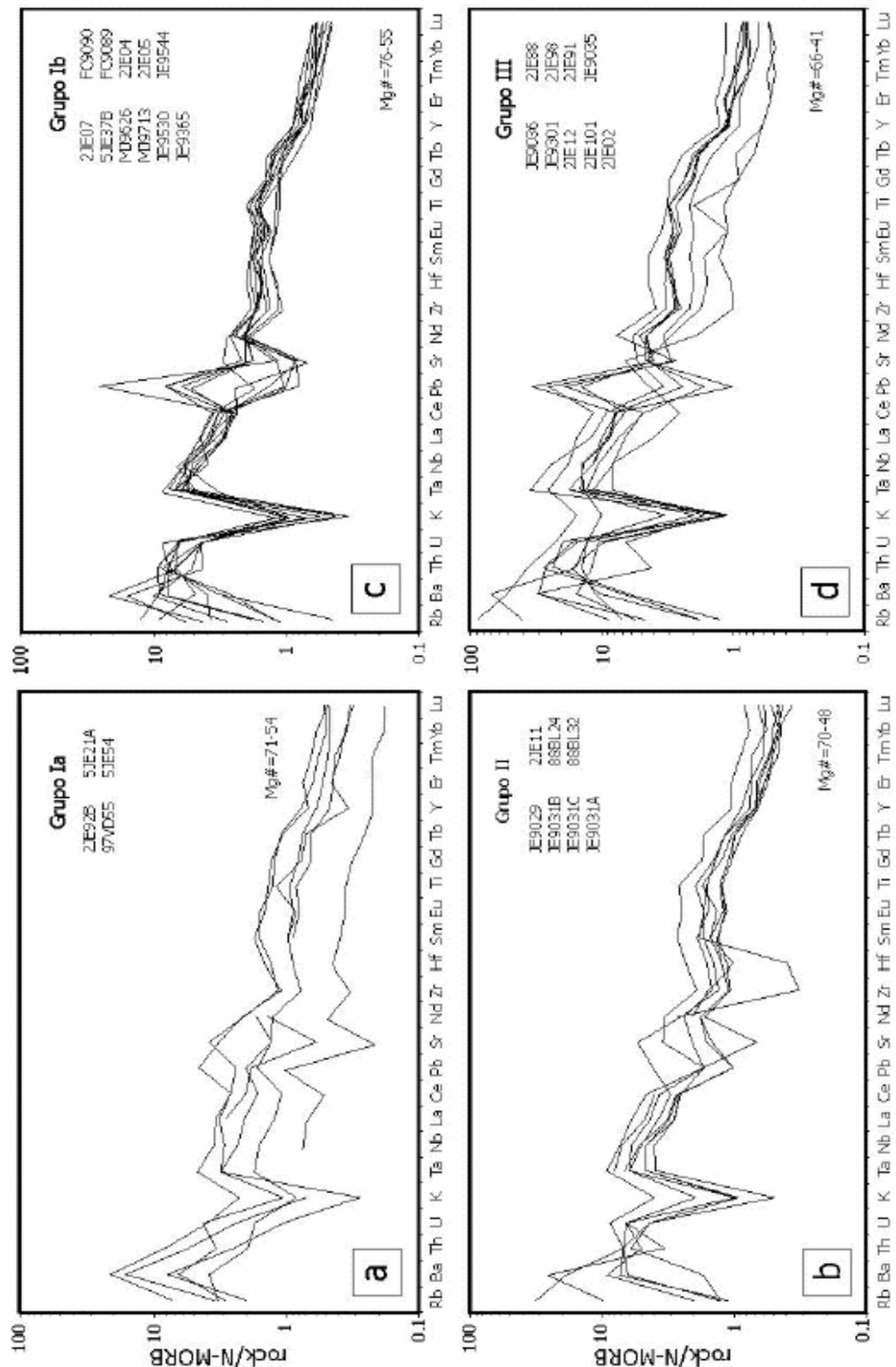


Fig. 3.2.13. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diferentes grupos geoquímicos del Complejo Duarte.

3.2.7. Grupo Tireo

En la Hoja de Fantino se han cartografiado únicamente rocas volcánicas de la Formación Constanza del Grupo Tireo, por lo que la caracterización geoquímica de las rocas ígneas del Grupo Tireo en la presente memoria queda limitada a dicha Fm, si bien el informe se complementa con datos geoquímicos regionales de rocas volcánicas del Cretácico Superior.

Dentro de la variabilidad geoquímica del Grupo Tireo, la Formación Constanza constituye un grupo composicional cuyas principales características están recogidas en las Figs. 3.2.14, 3.2.15, y 3.2.16.

3.2.8.1. Formación Constanza.

Las tobas verdes máficas y diques máficos sin-volcánicos relacionados de la Formación Constanza del Grupo Tireo no habían sido objeto de estudio geoquímico detallado hasta el presente informe. Estas rocas poseen contenidos en $\text{SiO}_2=44,3-54,1$ wt% para rangos de $\text{TiO}_2=0,7-0,8$ wt%, $\text{CaO}=8,2-11,8$ wt% y $\text{Al}_2\text{O}_3=10,8-14,2$ wt%. Los valores homogéneos de $\text{Mg}\#=66-61$ sugieren que se trata de magmas poco fraccionados, aunque se trata en realidad de rocas fragmentarias. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ son basaltos andesíticos subalcalinos que se agrupan en un pequeño campo composicional junto a los gabros de La Cana y diques E-MORB intruidos en la Peridotita de Loma Caribe. Esta similitud composicional también se observa en los diagramas de Word (1980), en el que caen en el límite de los campos N- y E-MORB, y en el diagrama V-Ti, donde muestran relaciones $\text{Ti/V}=15-20$, propias de basaltos intraplaca. Además, poseen valores de la relación Nb/Th propias de magmas no relacionados con subducción y valores de la relación Zr/Nb indicativas de fuentes similares al manto primordial.

En el diagramas de elementos traza las tobas máficas y diques de basaltos de la Formación Constanza presentan un patrón muy restringido, con un ligero enriquecimiento en las LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,0-1,2$) y distribución plana de las HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,97-1,2$), sin anomalías significativas de Nb-Ta y Eu-Ti, sugiriendo una fuente mantélica relativamente enriquecida. Adicionalmente, presentan picos negativos en Th, K y Sr, contrarios al típico enriquecimiento en magmas relacionados con subducción. Todas estas características, así como las relaciones de elementos incompatibles (p.e. $\text{Zr}/\text{Nb}<15$; 10-14) son características de MORB enriquecidos (Donnelly et al., 2004). Sin embargo, algunas muestras presentan un pequeño

enriquecimiento selectivo en algunos elementos LILE movilizados con los fluidos (Rb, Ba y U), más aparente en el pico positivo del Pb, que probablemente resulta de la alteración en el fondo oceánico. Los contenidos relativamente altos en Ti, los valores en la relación Nb/Th (8-29) y las HREE planas indican que estos magmas fueron derivados de una fuente mantélica con espinela relativamente enriquecida (Donnelly et al., 2004), no contaminada por una lámina subducida. Estas tobas se interpreta representan el volcanismo toleítico submarino explosivo, en un contexto de intra- o tras-arco, relacionado con la actividad de una pluma mantélica (Escuder Viruete et al., 2008).

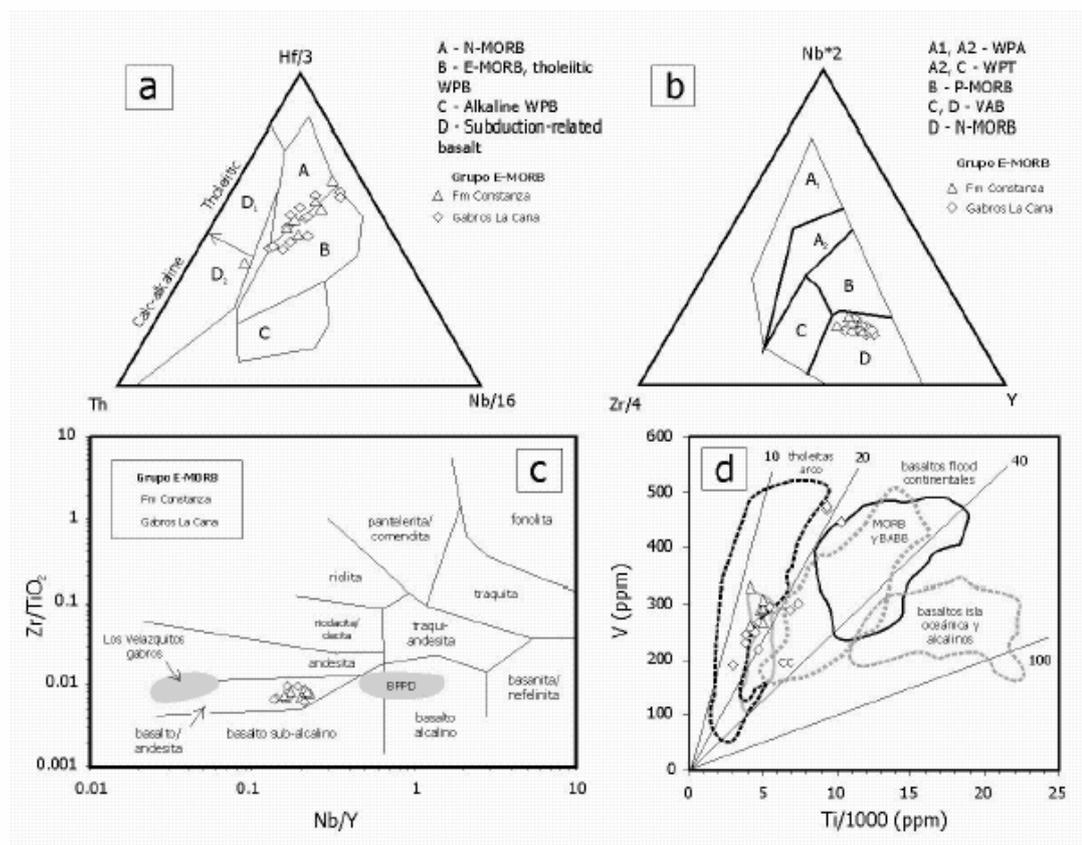


Fig. 3.2.14. (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales de los gabros de Los Velazquitos, E-MORB y PVD; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1982).

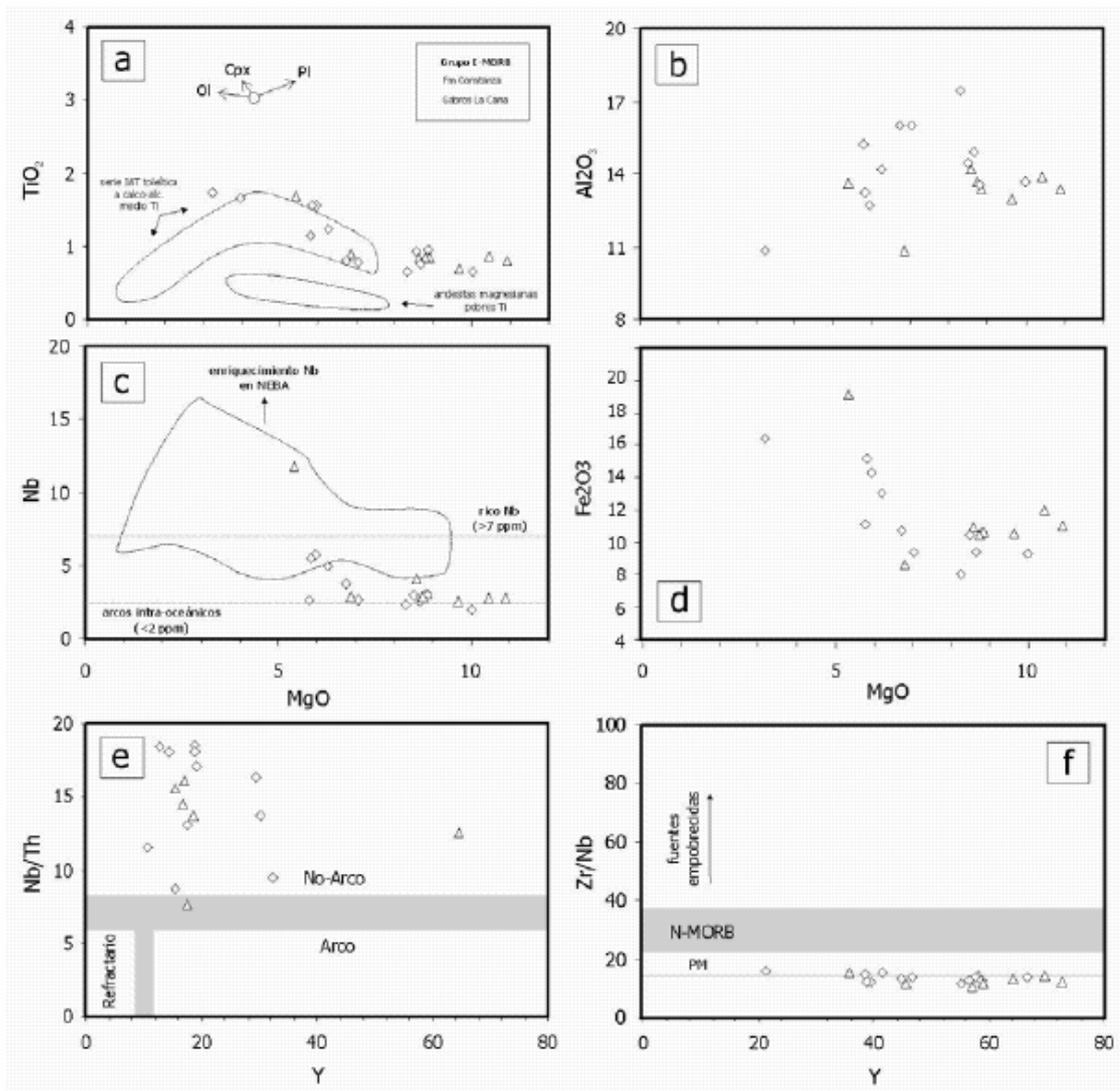


Fig. 3.2.15 (a, b, c y d) Diagramas de TiO_2 , Al_2O_3 , Nb y Fe_2O_3 frente al MgO; (e) Diagrama YNb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

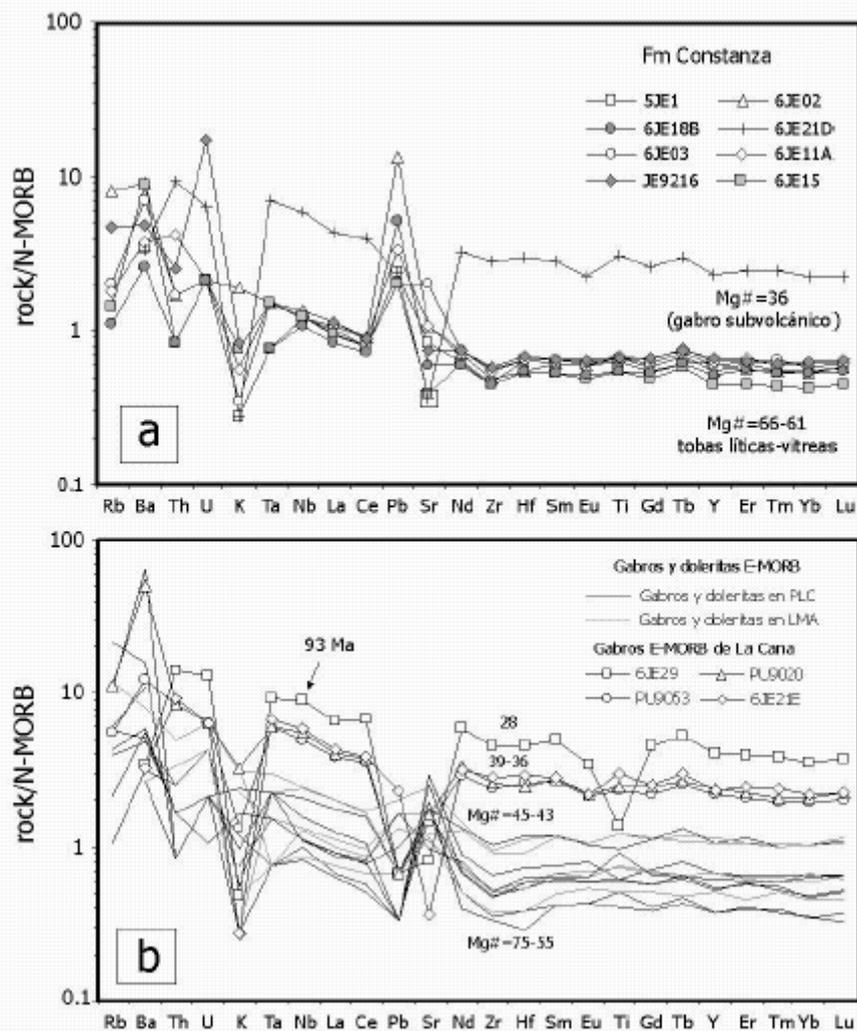


Fig. 3.2.16. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para Las Formaciones Peña Blanca, Constanza, anfibolitas de la ZCLM, gabros de La Cana y diques de gabros y doleritas E-MORB intrusivos o asociados a la Peridotita de Loma Caribe, mostrando también el rango composicional de los gabros y doleritas de la Cresta de Beata y de la Formación Dumisseau.

3.3.3. Dataciones absolutas

En el presente proyecto, no se ha realizado ninguna datación absoluta en la Hoja de Fantino, y ello debido a la escasa entidad de los distintos dominios geológicos aquí representados, cuyas dataciones han sido acometidas en las hojas contiguas y cuya consulta se sugiere, en caso de interés.

4.TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico, la característica fundamental de los materiales aflorantes, es que los más antiguos presentan una evolución tectonometamórfica, en ocasiones acusada que no se observa en los materiales más modernos, que reposan en discordancia sobre los anteriores y fosilizan la deformación. En el área que nos ocupa, es patente la existencia de este evento, y su estudio solo puede abordarse allí donde afloran ambos tipos de materiales, los cuales dentro de la Hoja de Fantino, solo se reconocen en la Cordillera Oriental lo que ha llevado a la casi totalidad de los autores que han trabajado en el área, a plantear la existencia de una deformación finicretácica o prepaleógena (Palmer 1963, ect), lo que obliga a discriminar entre ambos tipos de materiales. En la Cordillera Central, y en el Cinturón Intermedio, los materiales que fosilizan la deformación penetrativa, afloran en áreas mas occidentales, en las Hojas de Jicomé, Monción, etc y son de edad Neógeno (Contreras et al 2004) . A continuación se describen las estructuras que afectan a los materiales de los distintos dominios definidos.

4.1. Introducción

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribe que desempeña el papel de una zona de tapón entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico Este ; Placa Cocos y Placa Nazca (Fig. 4.1.1).

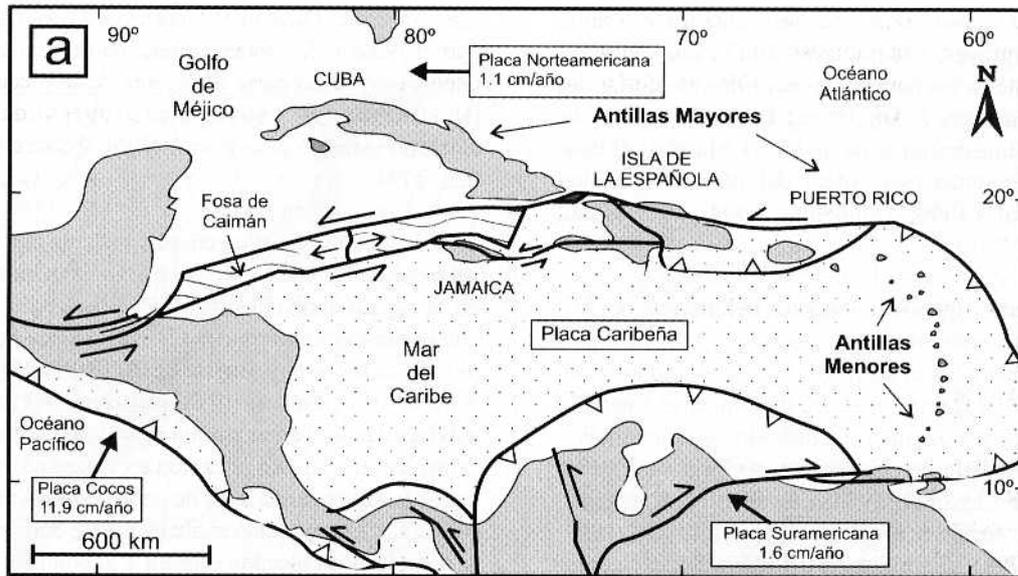


Fig. 4.1.1. Posición de la Placa del Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. *et al.*, 2002)

Las Antillas Mayores : Cuba, Jamaica, La Española y Puerto Rico pertenecen a la cadena norte-caribe cuya estructuración mayor corresponde a la colisión del margen sur de la Placa de América del Norte, con el arco volcánico de la «Proto-Placa» Caribe al final del Cretácico (Fig 4.1.2. y Fig. 4.1.3).

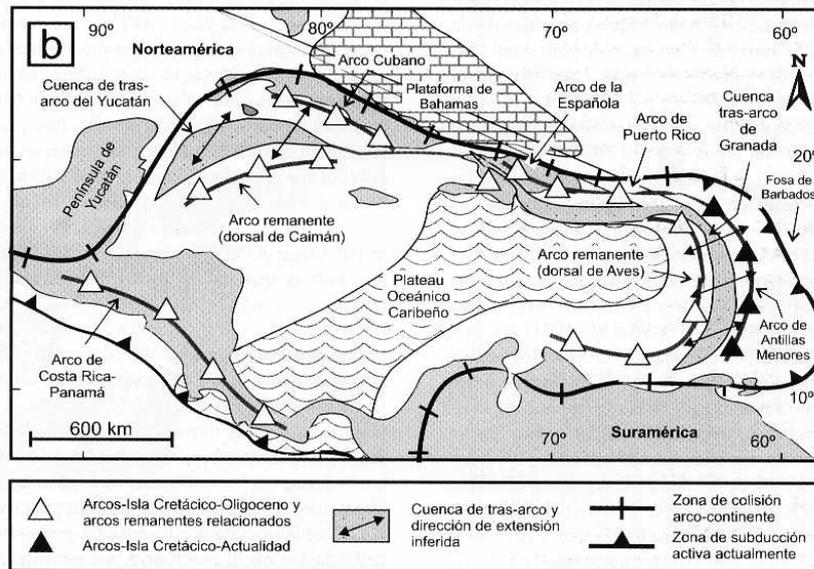


Fig. 4.1.2. Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. *et al.*, 2002)

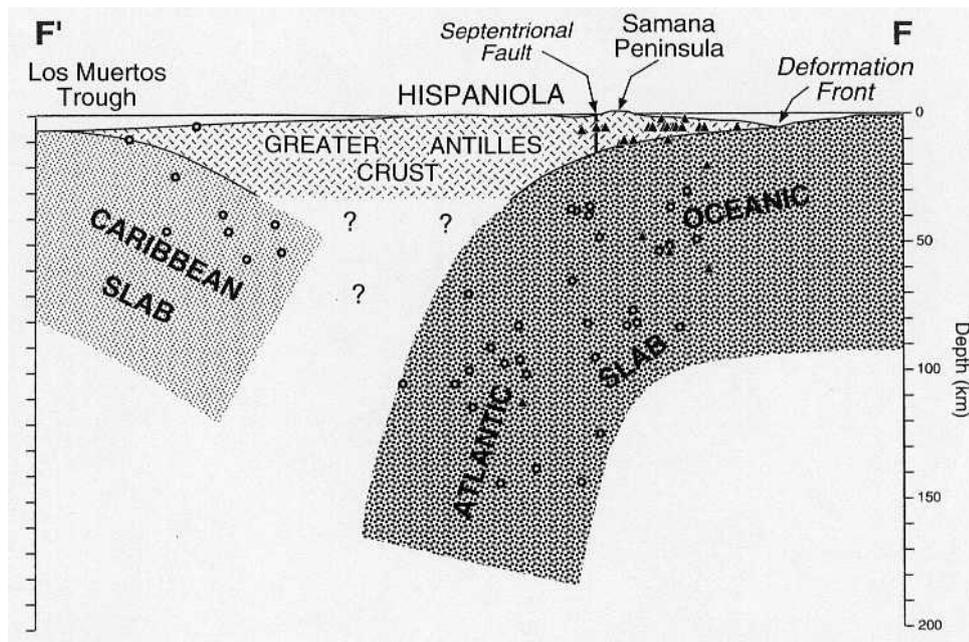


Fig. 4.1.3. Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. *et al.*, 1998)

En su configuración actual (Fig. 4.1.4), las Antillas Mayores están cortadas en tiras, separadas las unas de las otras por grandes desgarres sinistros con dirección general este-oeste. Estas estructuras se insertan en un sistema de fallas transformantes complejas, el sistema Polochic/Caimán, activo desde el Terciario y cuya evolución, hasta los tiempos actuales, arrastra una estructuración nueva de la cadena.

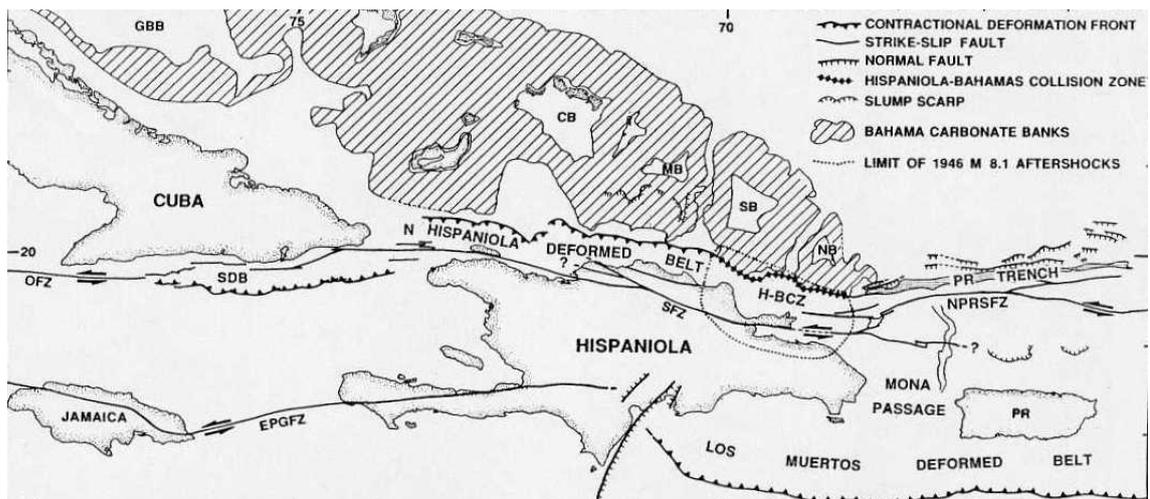


Fig. 4.1.4. Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caiman (Dolan J.F. *et al.*, 1998)

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991; Draper et al., 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática del arco isla y registran la colisión oblicua arco-continente en el norte, así como la subducción activa en el margen meridional de la isla (Dolan et al., 1998; Mann, 1999). El conocimiento y la interpretación de esta evolución geodinámica se apoyan en los trabajos de una comunidad internacional de científicos. Desde hace varios años han sido objeto de numerosos artículos publicados principalmente por :

- la Sociedad Geológica de América, en “Special Paper 262” en 1991 (Mann P., Draper G. y Lewis J.F.) y de “Special Paper 326” en 1998 (Dolan J.F. y Mann P.) ;
- el Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” de la Universidad de Barcelona, en el volumen 37 del “Acta Geológica Hispánica” en 2002 (Pérez-Estaún A., Tavares I., García Cortés A. y Hernáiz Huerta P.P.);
- el Instituto Geológico y Minero de España, con el Boletín Geológico y Minero, volumen 118 de Abril-Junio 2007, número monográfico sobre la Geología de la República Dominicana (Pérez-Estaún A., Hernáiz Huerta P.P., Lopera E. y Joubert M.).

Las figuras que ilustran el texto provienen de algunas de estas publicaciones.

4.2. La Cordillera Central

La Cordillera Central se caracteriza como ya se ha indicado en el capítulo de estratigrafía, por una secuencia magmática, que incluye en la base una secuencia ofiolítica incompleta (Fm Loma Caribe y Asociación Loma La Monja), le siguen materiales de la meseta oceánica (Complejo Duarte), y sobre ellos rocas volcánicas y volcanoclásticas calcoalcalinas del Cretácico superior relacionadas con los procesos de subducción (Grupo Tireo). A escala regional se reconocen otras secuencias magmáticas más modernas, relacionadas con un magmatismo interplaca, que no tiene representación en la Hoja que nos ocupa.

Los materiales de la Cordillera Central que afloran en la Hoja de Fantino, son la Asociación Loma La Monja y el Complejo Duarte por un lado, y la Fm Constanza del Grupo Tireo por otro. Los dos primeros de edad posiblemente Jurásico Superior-Cretácico Inferior, son como ya se ha indicado restos de una secuencia ofiolítica el primero, y de una meseta oceánica Caribeña el segundo, y ambos se incluyen en un zócalo metamórfico deformado, previo a la subducción finicretácica. Los materiales del Grupo Tireo, se consideran como los depósitos de arco de isla relacionados con el proceso de subducción aludido.

Los materiales de la Asociación Loma La Monja, contactan mediante una falla del grupo de la Española con las peridotitas de la Fm Loma Caribe, por lo que no es posible establecer las relaciones entre ambos, si bien fuera de la Hoja, hacia el oeste, parece que se observa el contacto original entre ambas formaciones, que es de tipo normal. En la hoja que nos ocupa, los materiales de esta asociación volcánico-plutónica se orientan según las directrices tectónica regionales, y en la zona de contacto con las peridotitas presentan buzamientos al SO, como si se superpusiera a ella. Estos materiales presentan una fábrica deformativa intensa Sp, sinmetamórfica, desarrollada en condiciones de grado bajo (facies esquistos verdes) que se acompaña de una lineación de estiramiento mineral con dirección N 60-70° E, y suaves buzamientos al OSO. En el campo no se ha detectado ninguna estructura cartográfica sinesquistosa, por lo que poco se puede argumentar al respecto. La fábrica principal aparece replegada por pliegues tardíos de traza axial paralela a las directrices regionales y de plano axial vertical, que dan criterios de una sinforma hacia el sur.

Los materiales del Complejo Duarte, afloran justo al sur de los de la Asociación Loma La Monja, y el contacto en la Hoja de Fantino, es de tipo mecánico, en su mitad norte una falla del grupo de La Española, y en su mitad sur la falla de Bonaó. Los materiales muestran una fábrica deformativa congruente con la de los anteriores, y al microscopio muestran una evolución metamórfica similar, en general en condiciones de bajo grado (facies de esquistos verdes), salvo los términos más bajos (anfíbolitas con horblenda) que alcanzan condiciones de metamorfismo de grado medio. La fábrica principal aparece intensamente replegada, y los criterios observados apuntan a que estos materiales describen en conjunto una sinforma, que parece que se abre hacia la vecina Hoja de Jarabacoa.

Los materiales de la Fm Tireo, aparecen como una masa tabular poco deformada, sin esquistosidad, ligeramente basculada hacia el oeste. Dentro de la Hoja de Fantino, estos materiales solo conectan con los del Complejo Duarte, y el contacto es una falla, que por la

traza cartográfica, posiblemente sea la continuación del cabalgamiento del Río Yuna (Hernaiz Huerta, 2000), de tipo dúctil o dúctil-frágil, que en zonas más meridionales (Hoja de Rancho Arriba), monta los materiales del Complejo Duarte conjuntamente con sus cuerpos intrusivos, sobre la Fm Tireo.

4.3. El Cinturón Intermedio

El Cinturón Intermedio, se caracteriza por incluir una serie de unidades metamórficas y no metamórficas que aparecen entremezcladas en bandas subparalelas elongadas según una dirección NO-SE (Fig.1.3.1). La mayoría de los contactos entre estas unidades se resuelven mediante fallas subverticales de escala kilométrica y movimiento izquierdo que se relacionan con la tectónica de desgarres que afectó a la totalidad de la isla a partir del Eoceno y que cobró especial relevancia a partir del Mioceno Superior. La más importante de estas estructuras de desgarre es la zona de falla de La Española, a favor de la cual aflora la peridotita de Loma Caribe. La zona de falla de La Española incluye las fallas que limitan exteriormente las unidades no metamórficas de Peralvillo Sur y Siete Cabezas situadas al NO y SE, respectivamente del crestón peridotítico.

En el Cinturón Intermedio o en sus límites, se han reconocido varios cabalgamientos, entre los que destacan los de Hatillo y La Yautía, de los cuales, sólo el primero está representado en la Hoja de Fantino, aunque parcialmente oculto en su extremo norte por los depósitos cuaternarios. Este cabalgamiento a escala regional monta los esquistos de Amina-Maimón hacia el NE sobre las rocas de la Cordillera Oriental, y se ha utilizado tradicionalmente como el límite oriental del Cinturón Intermedio.

La característica definitoria del Cinturón Intermedio, es la presencia de varias unidades metamórficas, con deformación penetrativa asociada, las cuales, se ha sugerido que pueden constituir un “basamento deformado pre-Aptiano” en relación a las unidades adyacentes del Cretácico Superior, que formarían su cobertera (Draper y Hernaiz Huerta, 2000; Escuder Viruete *et. al.*, 2000).

La peridotita de Loma Caribe, presenta a escala de afloramiento, una acusada superposición de fábricas, entre las cuales es muy difícil discernir las que pertenecen a la tectónica más reciente de desgarres, de las que pertenecen a tectónicas previas. En la mayoría de los afloramientos, lo normal es ver varias fábricas consistentes en harinas de

falla fuertemente foliadas, desarrolladas a partir de la serpentinita, a las que se asocian elementos típicos de una zona de cizalla de tipo frágil como *riedels* R1, R2 y cizallas P (Tchalenco, 1968), grietas de tensión, estrías sobre los planos de cizallamiento, microplegamiento, almendras o fragmentos *aboudinados* de roca intacta etc. En los afloramientos de la Hoja de Fantino, así como de las adyacentes, se ha observado una cierta consistencia en estas fábricas que indican mayoritariamente movimientos en dirección sinestrales que, por otra parte, coinciden con los que se deducen de las relaciones cartográficas a lo largo de la zona de falla de La Española.

A tenor del carácter frágil de estas fábricas, de su asociación con los contactos por falla de la peridotita y de los sentidos de movimiento deducidos a partir de ellas, la mayoría de estas estructuras se correlacionan con la tectónica de desgarres que las afecta. No obstante, tanto a escala de afloramiento como, sobre todo, al microscopio es posible identificar una fábrica previa de tipo dúctil y carácter no coaxial, relacionada con un metamorfismo retrógrado, posiblemente el mismo que afecta a las series metavolcánicas de este dominio, cuyas características se describen a continuación.

La estructura de los esquistos de Amina-Maimón es, probablemente, la mejor conocida del conjunto de unidades de este dominio, debido fundamentalmente, a los trabajos de Draper *et al.* (1995, 1996) y Draper y Gutierrez-Alonso (1997). Como ya se ha descrito en el apartado correspondiente del capítulo de Estratigrafía, estos autores relacionan la fábrica planar (S) o plano linear (SL) con buzamiento al SO distintiva de esta unidad, con el desarrollo de una cizalla dúctil de espesor kilométrico. La secuencia estructural muestra que la intensidad de la deformación aumenta progresivamente hacia los niveles estructurales más altos, y se han reconocido todos los estadios intermedios desde la preservación de las texturas ígneas del protolito, hasta su completa transposición por el desarrollo de una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp). Los citados autores separan, en la transversal de las Hoja de Hatillo y Bonaó, dos conjuntos estructuralmente superpuestos, ambos elongados según las directrices NO-SE de la unidad, cuyo límite es un cabalgamiento de características esencialmente frágiles, que denominaron cabalgamiento de Fátima, y cuyo efecto debería ser la repetición o duplicación de las secuencias diferenciadas en cartografía, lo que por otra parte no ha sido observado.

La dirección de la fábrica Sp en los esquistos de Amina-Maimón varía de ONO-ESE a NO-SE y su buzamiento suele oscilar entre los 30° y 60° hacia el SSO o SO. La lineación

mineral, que regionalmente presenta inmersiones medias de 20°-30°, principalmente hacia el SSE, se ha reconocido con esas mismas características en varios puntos de la Hoja de Fantino, y es especialmente visible en los materiales piroclásticos mas gruesos, por la elongación de los porfiroclastos. Localmente se han observado mesoestructuras relacionadas con el cizallamiento dúctil como pliegues intrafoliares, boudinage y fábricas SC, que sin embargo no han permitido determinar sentidos de movimiento.

Por último, la fábrica principal de los esquistos de Amina-Maimón aparece localmente plegada por pliegues laxos de entidad meso y macroscópica los cuales tienen planos axiales subverticales y ejes subhorizontales, a los que se asocia una esquistosidad de plano axial poco penetrativa que crenula la fábrica principal.

Las características del metamorfismo de estas unidades con la descripción de las asociaciones minerales, zonas metamórficas y correspondientes trayectorias P-T se pueden consultar en las memorias de las Hojas contiguas de Villa Altagracia (Hernaiz Huerta y Draper, 2000) y Arroyo Caña (Hernaiz Huerta 2000) realizadas en el anterior proyecto C de Cartografía Geotemática, así como en el trabajo posterior de Escuder Viruete *et. al.* (2002) derivado del primero, en el que también se aportan datos de la química mineral o de la termobarometría.

4.4. La Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental se extiende este-oeste, con una longitud de unos 135 kilómetros y una anchura de unos 35 kilómetros, en el área adyacente a la costa sur de la bahía de Samaná (Fig. 2.2.1). A escala regional, la Cordillera Oriental se interpreta como un gran domo antiformal, que cierra periclinalmente hacia el este, en cuyo núcleo afloran las series volcanosedimentarias y sus equivalentes plutónicos (llegan a perforarlas) del Cretácico Inferior (Fm Los Ranchos). Esta unidad plutónico-volcánica, aparece rodeada por las series eminentemente detríticas y carbonatadas del Cretácico Superior.

En este dominio, se reconocen diversas discordancias intracretácicas, como la planteada entre la Fm Los Ranchos y las calizas de Hatillo, así como la que se localiza entre las calizas de Hatillo y la Fm Las Lagunas- Las Guayabas, que se suponen relacionadas con hundimientos o elevaciones en la cuenca. El registro sedimentario, solo permite situar una discordancia importante en los conglomerados de Don Juan, que fosilizan estructuras

previas que afectan a los materiales cretácicos infrayacentes, incluida la Fm Las Lagunas-Las Guayabas, y contiene cantos de materiales previamente estructurados. En la Cordillera Oriental, cabe distinguir entre las estructuras prepaleógenas que afectan solo a los materiales cretácicos, y las estructuras desarrolladas con posterioridad al Eoceno y que se siguen hasta la actualidad.

La estructuración prepaleocena de la Cordillera Oriental, constaría de tres grandes estructuras, que de oeste a este son a) cabalgamiento de Hatillo, b) sinclinal sinesquistoso de Fantino y c) gran domo antiformal (García Senz et al 2007).

El cabalgamiento de Hatillo, monta los materiales del Cinturón Intermedio, y en concreto los Esquistos de Amina-Maimón, sobre las rocas de la Cordillera Oriental. Este accidente presenta una traza cartográfica NO-SE, es congruente con la cinemática observada en la fábrica principal de los Esquistos de Amina-Maimón, y con la geometría del sinclinal de Fantino (se describe a continuación), por lo que posiblemente sea un accidente antiguo, relacinado con el plegamiento finicretácico. Por otra parte, el cabalgamiento de Hatillo, afecta localmente a materiales paleógenos, por lo que se ha supuesto que dicho accidente funciona en el Eoceno (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Draper et al., 1996). Es posible que el cabalgamiento de Hatillo, sea un accidente que ha funcionado primero durante la orogenia finicretácica, que ha sido reactivado de nuevo en el Eoceno.

La única estructura de plegamiento prepaleógena reconocida en este dominio, es un amplio sinclinal, que denominamos de Fantino, de dirección aproximada NO-SE, que se acompaña de una esquistosidad incipiente de plano axial, que afecta en mayor o menor grado a la totalidad de materiales cretácicos, esta esquistosidad es localmente muy patente, y da una lineación de intersección próxima a la horizontal. El flanco normal (oriental) de la estructura aflora al ESE de Fantino, se dispone con dirección próxima a N-S, y se sigue desde la Loma de Quita Frío, hasta la Loma del Rancho, junto al pueblo de Hernando Alonso. El flanco invertido (occidental), presenta orientación NO-SE, y se sigue desde las proximidades de Comedero Arriba, hasta el borde meridional de la Hoja, hacia el oeste este flanco aparece interrumpido por el cabalgamiento de Hatillo. El cierre de la estructura, se localiza al sur de la Loma del Diviso, junto al borde SE de la Hoja, y se prolonga hacia el SE por las vecinas Hojas de Bonao y Zambrana. Este sinclinal es congruente con el funcionamiento del cabalgamiento de Hatillo, con el que suponemos genéticamente relacionado.

Hacia el este el sinclinal de Fantino, es relevado por una amplia antiformal, o domo antiformal, sin deformación penetrativa, a favor de la cual aflora la Fm Los Ranchos, y los cuerpos subvolcánicos asociados, que se extiende por las Hojas de Cotuí, Sabana Grande Antón Sanchez etc.

Los pliegues que afectan a los materiales terciarios son por lo general poco apretados, muestran distribución irregular, y se desarrollan preferentemente en las proximidades de las grandes fallas, en algunas de las cuales con componente inversa, se desarrolla clivaje, como sucede en las proximidades de Miches y Las Lisas. Según García Senz et al (2007) el desarrollo de estos pliegues está ligado al juego de fallas izquierdas en régimen transpresivo. En la Hoja de Fantino, esta segunda generación de pliegues, corresponde a un suave sinclinal que afecta a los materiales paleógenos, que ocupan un área bastante amplia al sur de dicha localidad. La estructura en cuestión es una sinforma de amplio radio, que se superpone a otra de primera generación, que ha sido ya comentado (sinclinal de Fantino). La estructura esta interrumpida por depósitos cuaternarios, si bien cabe destacar que las trazas de las capas se disponen con direcciones NE-SO, casi perpendiculares a las directrices tectónicas de los pliegues antiguos, y definen un suave sinclinal en cuyo núcleo se sitúan las calizas de la Guacara. Estas estructuras provocan una suave adaptación de las estructuras prepaleógenas, y en concreto del flanco normal del sinclinal de Fantino, que muestra una ligera incurvación, hasta adquirir direcciones N-S.

Todos los materiales de la Hoja están afectados por fallas de dirección NO-SE y movimiento izquierdo, entre los que destaca la zona de falla de La Española, que condiciona la geología de la parte central de la Hoja y yustapone materiales de distintos dominios geológicos. Fuera del área de estudio, cabe destacar la falla meridional de la bahía de Samaná, que lamina el flanco norte del “domo antiformal”, o la falla del Yabón activa desde el terciario como una falla en dirección levógira (Hernández, 1980; Bourdon, 1985), la cual produce una marcada señal en el mapa geomagnético y tiene asociadas protrusiones (intrusiones tectónicas) de rocas ultramáficas de origen mantélico.

Los pliegues de segunda generación y sistemas de cizallas asociadas que se desarrollaron entre el Eoceno y la actualidad representan la deformación post-acrecional y post-colisión del arco de islas, con el margen continental de la placa Norteamericana, en régimen transpresivo, que se caracteriza por el desarrollo de bloques elevados adyacentes a bloques deprimidos. En la actualidad, el borde norte de La Española es una zona de

subducción oblicua, con deformación y sismicidad (Dolan *et al.*, 1998), situada en la fosa entre la península de Samaná y el banco de Navidad.

La actividad neotectónica en la Cordillera Oriental es evidente en la elevación de las calizas arrecifales de los Haitises respecto a las de la Llanura Costera del Caribe (ver cortes que acompañan al Mapa Geomorfológico de la Hoja a escala 1:100.000 de Monte Plata), que originalmente se extendían de costa a costa en el este de la isla y actualmente presenta un desfase en el relieve superior a 400 metros.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Análisis geomorfológico

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su estructuración; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

5.1.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja de Fantino aparecen las siguientes unidades morfoestructurales de rango mayor: a) la Cordillera Central, b) el Valle del Cibao y c) la Cordillera Oriental. El Valle del Cibao se subdivide clásicamente en dos unidades: el Cibao Oriental o Valle de la Vega Real al Este y el Cibao Occidental o Valle de Santiago al Oeste. La Hoja que nos ocupa incluye solo terrenos pertenecientes al Cibao Oriental.

La Cordillera Central es el principal sistema montañoso de la isla, y sus estribaciones septentrionales están representadas en el borde occidental de la Hoja de Fantino. La Cordillera Oriental representada en la mitad oriental de la referida Hoja, es la segunda sección del ramal de la Cordillera Central, que se dirige hacia Puerto Rico. También se llama "Sierra del Seibo". (De la Fuente, 1976).

Formas estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve, y los agentes externos sólo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido. Las formas estructurales tienen una importancia morfogenética notable, y alcanza cierta incidencia en la Cordillera Central.

Las fallas con expresión morfológica son las de dirección NW-SE, como las que delimitan por el este a la Cordillera Central que se incluyen dentro del sistema de Falla de La Española, donde se observan diversas morfologías relacionadas con el trazado de fallas, algunas con expresión morfológica clara, como es el caso de la Falla de Bonaó. Corresponden a desgarres cuya longitud puede superar 10 km; algunos de éstos parecen responder al rejuogo de fallas inversas.

Las formas estructurales tienen una importancia morfogenética notable en la Hoja de Fantino en las estructuras montañosas de la Cordillera Central. Además de las fallas, se reconocen dos pequeñas superficies estructurales degradadas, una en la Loma de la Manaclita y otra en el margen W del núcleo urbano de El Rincón. Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos mostrando escarpes estructurales más o menos importantes. Estos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma, pudiendo aparecer de forma individualizada. En la cartografía se han diferenciado atendiendo a su tamaño.

En la Cordillera Central, se localizan varios relieves residuales esculpidos por la erosión que constituyen cerros cónicos. Son además frecuentes los resaltes de capas o filones verticales, que pueden dar lugar a crestas y barras.

5.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Central, la Cordillera Oriental, y el valle del Cibao, tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferenciada. Así, el modelado de las Cordilleras es el

producto de una larga evolución presidida por los procesos geodinámicos internos (ígneos y tectónicos) acaecidos a lo largo del periodo Cretácico-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y poligénico.

En el caso del valle del Cibao, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica arranca con los procesos de sedimentación y acumulación de los materiales procedentes de la Cordillera Central al sur y de la Cordillera Septentrional, al norte, que se inician en el Cenozoico.

Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Central, en la escala de trabajo no se han identificado formaciones de esta génesis. En el único sitio que aparecen es en la Cordillera Oriental, en la falda meridional de la Loma del Diviso, entre dicha loma y el pueblo de Los Palmaritos.

Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la de la llanura aluvial del río Camú, y del Jatubey, en los que se encuentran formas de fondo de valle, cauce principal, llanuras de inundación y, en el caso del Jatubey, una orla de abanicos que discurren hacia el mismo desde la cordillera Central. La mayor variedad de depósitos fluviales se encuentra en el valle del río Camú, en cuya llanura aluvial se han diferenciado: llanura de inundación, meandros abandonados y fondos de valle, que suelen quedar delimitados por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal.

Es frecuente que las llanuras de inundación hayan sido habilitadas para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica, por sí misma, un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de

funcionalidad forman parte de la red de drenaje, concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arroyada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual.

Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal, ampliamente representadas en la Cordillera Central y aristas divisorias.

También tienen representación, aunque no alcanzan gran desarrollo, los conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos en la Cordillera Central, que constituyen una franja cuya pendiente va en dirección a la llanura aluvial del río Jatubey, en el SW de la Hoja. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquellos pierde su confinamiento, expandiéndose.

Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los piedemontes, que constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que impera la sedimentación. En la Hoja de Fantino estos piedemontes aparecen orlando por el este a la Cordillera Central, y conecta dichos relieves con el valle del río Jatubey. En cartografía han sido diferenciados como glacis.

Los glacis y los abanicos aluviales pueden estar íntimamente relacionados, por lo que a veces surge un problema para diferenciarlos aunque, desde un punto de vista morfogenético, los abanicos se incluyen claramente en el sistema fluvial. Un abanico puede convertirse en un glacis como consecuencia del descenso del nivel de base y un aumento de la erosión que provoca su degradación y, a su vez, este puede quedar fosilizado por aportes posteriores formando un claro abanico. Se ha preferido describir los piedemontes que aparecen en la Hoja como glacis por diversas razones: en primer lugar para remarcar su origen poligénico; asimismo se ha tenido en cuenta que los glacis son propios de áreas con relieve poco contrastado, como es el caso, a diferencia de los abanicos, que son más abundantes en relieves enérgicos; el espesor del depósito es inferior a 1/100 de la longitud de la forma y presenta las mayores potencias, al menos aparentemente, en las zonas más

distales. De todas maneras la adscripción de estas formas a abanicos aluviales de baja pendiente degradados también podría ser posible, aunque por su descripción habría que incluirlos necesariamente en las formas poligénicas.

Formas antrópicas

Como agente geomorfológico, el hombre actúa en diferentes sentidos: modificando el paisaje debido a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas (canteras a cielo abierto, minería, trincheras, desmontes), construcción de redes de transporte y asentamientos urbanos o de tipo industrial. Localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando, rellenando o ahuecando el terreno.

Las bases topográficas incluyen muchas de las modificaciones antrópicas (núcleos urbanos, viales, ferrocarriles y otros elementos planimétricos), y también está representado el embalse de Rincón, que es sin duda la mayor de todas, con un dique de 185 m de longitud y una anchura máxima de 54 m.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque, evidentemente, la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: la primera, durante el Mioceno, en el que la colisión entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la isla estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno pliocuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao entre la Cordillera Septentrional y la Cordillera Central. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con sus aportes

sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao, especialmente representado en la Hoja que nos ocupa por la llanura aluvial del río Camú.

A finales del Plioceno, la zona montañosa ya habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante la acción del encajamiento de la red fluvial, con el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques.

A partir de este momento, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa. En este tiempo también se ha producido la erosión química del agua en los carbonatos, produciendo el relieve típico kárstico, con formación de dolinas y arcillas de descalcificación.

Durante el lapso de tiempo entre el inicio de la incisión y la actualidad pueden reconocerse a escala regional diversas etapas generalizadas de acreción y erosión, un mínimo de dos principales, tal como demuestran los diferentes niveles de terrazas, glaciares y abanicos que pueden reconocerse. Estas características se pierden en el área de estudio, donde la llanura aluvial denota un proceso de acumulación de materiales que podría remontarse a inicios del Pleistoceno y desarrollarse ampliamente durante el Holoceno.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas representadas en la Hoja de Fantino incluyen la Cordillera Central, el Cinturón Intermedio y la Cordillera Oriental, y registran un periodo de más 130 Ma de evolución geológica de las Grandes Antillas, desde rocas del manto superior previas al inicio como un arco de islas primitivo de edad Cretácico Inferior, hasta la colisión oblicua con la placa de Norteamérica y traslación a lo largo de fallas transformantes subparalelas al límite de placas en el Eoceno-actualidad (Figs. 4.1.1, 4.1.2, y 4.1.3). Las asociaciones magmático-volcánicas aflorantes, reflejan los tres estadios evolutivos de desarrollo del arco isla Caribeño (Draper et al 1994; Lewis et al 1995, 2000, 2002; Kesler et al 2005), a) un primer estadio representado por basaltos oceánicos N-MORB de edad Jurásica, (Asociación Loma La Monja) al que cabría adjuntar las peridotitas sobre las que reposa (Peridotitas de Loma Caribe) representado en la Cordillera Central, b) un segundo estadio de formación de un arco isla primitivo toleítico de edad Cretácico Inferior (Escuder Viruete et al 2007)

representado en la Cordillera Orietal y Cinturón Intermedio por las Fms Los Ranchos y Amina-Maimón respectivamente, simultaneo a la formación de la meseta oceánica Caribeña, y c) un estadio final de arco isla mas mas maduro, de tendencia calco-alcalina representado por los materiales del Grupo Tireo en la Cordillera Central. La historia geológica de los materiales diferenciados, es distinta para cada uno de los dominios definidos, al menos hasta el paleógeno, momento en el que se aglutinan y a partir del cuál sufren una evolución geológica común.

Las rocas más antiguas reconocidas en la Hoja, aparecen en la Cordillera Central, donde afloran las peridotitas y serpentinitas de la Fm Loma Caribe, que son rocas del manto superior. Sobre ellas se sitúa el complejo plutónico volcánico de Loma La Monja, compuesta por gabros, doleritas, basaltos y sedimentos pelágicos. Las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe y el complejo plutónico-volcánico de Loma La Monja, junto al Cherts de El Aguacate, ausente este último en la Hoja que nos ocupa, representan una secuencia ofiolítica incompleta, de edad Jurásico Superior. Los siguientes materiales reconocidos en este dominio son las rocas volcánicas del Complejo Duarte, que se asocian a la formación de la meseta oceánica Caribeña durante el Cretácico Inferior, que se caracteriza por la emisión de flujos volcánicos bandeados en la base, a la que se le superpone otra deflujos masivos submarinos a techo. El registro estratigráfico en este dominio, acaba en el Cretácico Superior con las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Tireo, integrado por dos formaciones, que se interpretan como un volcanismo ligado a la subducción bajo la meseta oceánica previa. En la Hoja de Fantino esta representada la Fm Constanza, que es la inferior, y está formada por una masa de brechas volcánicas, líticas de composición basáltica o basáltico-andesítica, con intercalaciones de flujos volcánicos de igual composición, así como de rocas volcanoclásticas finas, y otras sedimentarias. El techo de este grupo lo constituye la Fm Restauración compuesta por flujos riolíticos o dacíticos, tobas brechas y domos dacíticos extrusivos.

En la Cordillera Oriental y el Cinturón Intermedio, se desarrolló en el Cretácico Inferior un arco de islas primitivo de composición bimodal y afinidad toleítica, representado en la zona de estudio por la Fm Los Ranchos y sus equivalentes deformados, los Esquistos de Amina-Maimón, que se incluyen en el Cinturón Intermedio. En el caso de La Fm Los Ranchos, la más diversificada, y única formación de las mencionadas en la que se conserva el protolito original casi inalterado, esta se inicia con el depósito de lavas en aguas profundas y, posteriormente, lavas y términos volcanoclásticos en aguas someras. Asociado a este

volcanismo y, sobre todo en sus estadios finales, intruyen sus equivalentes plutónicos, representados aquí por numerosos stocks de tonalitas de igual afinidad toleítica, y todos ellos son afectados por un metamorfismo de bajo grado debido a la convección hidrotermal del agua marina (Kesler et al., 1991a). En algún momento del Neocomiano el edificio volcánico había alcanzado el nivel del mar y su destrucción en los taludes costeros aportó una proporción de sedimentos con restos de plantas que fueron posteriormente impregnados de depósitos epitermales de oro y plata en el área de Pueblo Viejo. Los restos de vegetación localizada sugieren un clima cálido, estacionalmente seco (Smiley, 1982). Con el cese progresivo del vulcanismo, los relieves emergidos terminaron arrasados en una plataforma, sobre la que se depositaron en ligera discordancia angular las calizas arrecifales de la Formación de Hatillo (Bourdon, 1985).

Hacia el final del Albiano, la plataforma de carbonatos de Hatillo que se había mantenido con una subsidencia estable, se hunde, y los depósitos carbonatados de la plataforma quedan enterrados bajo las rocas detríticas y volcanoclásticas de la Fm Las Lagunas- Las Guayabas. Este evento se relaciona con el desarrollo de un segundo arco volcánico, de naturaleza calcoalcalina, relacionado con la subducción de la placa Norteamericana hacia el sur, que aporta detritos a una cuenca de ante-arco superpuesta al arco inicial. Los depósitos fueron por corrientes de turbidez en un mar profundo, sobre un talud tectónicamente inestable. La secuencia de materiales de la Fm Las Lagunas-Las Guayabas, en la que se han diferenciado en áreas más orientales de la Cordillera Oriental varios miembros, permite plantear una historia más detallada, en la que cabe destacar el depósito de un continuo nivel de radiolaritas en el Coniaciano, que marca un punto de inflexión en el tipo de los aportes, con disminución de los detríticos de área fuente volcánica y aumento de los detríticos de área fuente calcárea, que serán dominantes en el Campaniano-Maastrichtiano. La tasa de subsidencia fue compensada y sobrepasada por la agradación de sedimentos en el Maastrichtiano, formándose un área marina somera con barras arenosas y zonas protegidas con parches de rudistas.

En el Paleoceno-Eoceno, los materiales de la Cordillera Oriental fueron elevados y plegados, todo ello como parte del proceso de colisión de las Antillas Mayores con el margen sur de la placa Norteamericana (Pindell y Barret, 1990; Dolan et al., 1991).

En la Hoja de Fantino, solo se conservan depósitos paleógenos, en el sector de la Cordillera Oriental, por lo que las referencias a los acontecimientos geológicos de esta época, se

restringen a esta área. No obstante se conocen depósitos paleógenos en áreas más occidentales, en la Hoja de Jicomé (Contreras et al 2004), que reposan en discordancia tanto sobre los materiales de la Cordillera Central, como del Cinturón Intermedio, lo que indica que estos materiales han sido afectados por los mismos o similares procesos de plegamiento y elevación que se comentan a continuación para la Cordillera Oriental. En relación con estos procesos suponemos que se produce el acercamiento de los materiales que conforman los distintos dominios geológicos que componen la Hoja de Fantino, que si en algo se caracterizan, es por mostrar una evolución prepaleógena muy diferenciada.

Como consecuencia de los procesos aludidos, se desarrollan sobre el basamento cretácico arrasado de la Cordillera Oriental cuencas transpresivas separadas por fallas en dirección NO-SE. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales (Fm Don Juan) provenientes de la denudación de los relieves adyacentes a las depresiones, con el tiempo se pasa a ambientes de depósito que si bien varían de una cuenca a otra, indican una evolución general transgresiva, a la vez que las cuencas se ampliaban y el fenómeno de subsidencia afectaba a áreas cada vez más extensas (Fm Loma Caballero). Todo ello culmina con la implantación de una plataforma carbonatada y posiblemente desconectada que en la Hoja que nos ocupa da lugar a las calizas de la Guácara.

La reconstrucción paleogeográfica de las cuencas eocenas está en parte enmascarada por la erosión posterior durante el Oligoceno-Mioceno. Posiblemente la continuidad del proceso de acortamiento por transpresión, o tal vez un cambio del estado de esfuerzos, elevaron el área sobre el nivel del mar, al tiempo que La Planicie o Llanura de la cuenca del Cibao y la Bahía de Samaná iniciaba la subsidencia controlada por fallas transcurrentes E-O.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

En el conjunto de la zona de proyecto el clima varía desde las zonas más meridionales situadas en el borde surorintal de la República Dominicana que se caracterizan por una evapotranspiración potencial de referencia ETPo (de Hergreaves-Samani) mayor que la precipitación en buena parte del año, y las zonas húmedas del interior de la Cordillera Central en las que los periodos húmedos superan los 5-7 meses.

El promedio de lluvia anual es de 1370.9 mm; los valores anuales medios tomados en estaciones oscilan entre 873 mm y 2688 mm. La variación mensual de la precipitación presenta un régimen de tipo bimodal con época lluviosa en la primavera (en términos generales en el mes de mayo) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en junio-julio; pero si esta variación intranual es bastante homogénea, los meses máximos y mínimos relativos tienen una elevada variabilidad de un lugar al otro, y también entre estaciones bastante cercanas.

La temperatura media del aire presenta valores anuales que fluctúan entre 24 y 26°C; la variación interanual de la temperatura media oscila entre 3 y 4 °C, y, en general, el período de mayores temperaturas corresponde a los meses de julio a agosto y los de mínima a los meses de enero y febrero. El promedio anual de la ETPo es de 1669,4 mm, con valores anuales medios obtenidos en estaciones que oscilan entre 1560 mm y 1970 mm.

La red de drenaje está integrada por una densa red de ríos y arroyos de carácter permanente debido a la elevada pluviometría de la región. El curso de agua más importante de la Hoja de Fantino, es el río Camú, que recoge la casi totalidad de sus aguas. Discurre por el extremo NE de la hoja, su curso tiene una dirección aproximada E-O, muestra un carácter divagante por la amplia llanura del valle del Cibao, y desemboca en la Bahía de Samaná. Son tributarios suyos por su margen derecha los ríos Piedra, Jatubey, Jayaco, Jima, Cuayá y Río Grande. Solo las aguas del río Jugo, en el borde meridional de la Hoja, con una cuenca escasa dentro de ella, son tributarias del río Yuna. Los afluentes del río Camú, procedentes de la Cordillera Central, como son los ríos Jayaco y Jatubey, son los

más caudalosos, y sus aguas son retenidas en el embalse del Rincón, con una capacidad de 75.5 hm³, y cerrada de hormigón. Se usa sobre todo para riego a favor de una serie de canales que se extienden por la planicie del valle del Cibao, y también para abastecimiento humano y aprovechamiento hidroeléctrico. Otros cursos como el río Grande recojen sus aguas de la Unidad Intermedia, y por último los más orientales, como el río Cuaya, drenan las aguas de los materiales de la Cordillea Oriental.

Dentro de la Hoja de Fantino, existen tres estaciones de aforo, Rincón, Caabón y Jayaco, pero la primera dispone de datos fiables para analizar la evolución histórica de los caudales. Las coordenadas de dicha estación son 352145-2112974, afora una cuenca de 159Km², y registra caudales máximos de 45.96 m³/seg, mínimos de 1.36 m³/seg, y medios de 10.15 m³/seg. Se observan dos periodos de aguas altas, el primero entre Abril y Junio, y el segundo entre Diciembre y Enero, y uno de aguas bajas en Julio y Agosto.

7.1.2. Hidrogeología

Desde un punto de vista hidrogeológico, la Hoja de Fantino se incluye en las Unidades Hidrogeológicas del Valle del Cibao, y de la Cordillera Central, según la división planteada al respecto en el Estudio Hidrogeológico Nacional de la República Dominicana, realizado por EPTISA en el año 2004, dentro del Programa SYSMIN. Desde un punto de vista más restrictivo, las características hidrogeológicas de los materiales que afloran en la Hoja de Fantino, se muestran en la figura adjunta (Fig 7.1.1) donde se señalan las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas, que son las mismas que las definidas en el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000 que acompaña al Mapa Geológico.

En el cuadro citado, se describe, para cada unidad o agrupación hidrogeológica, su litología predominante, el grado y tipo de permeabilidad y, en su caso, las características de los acuíferos que albergan, además de algunas observaciones puntuales. Las unidades y agrupaciones consideradas se ajustan a las tipologías hidrogeológicas definidas en el estudio para el conjunto de la región (ACUATER, 2000):

- *Formaciones porosas, pero de productividad limitada por su reducida extensión: fondos de valle, abanicos aluviales, conos de deyección, coluviones y canales abandonados.*

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFI CAS AGRUPADAS	LITOLÓGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
PLEISTOCENO O- HOLOCENO	Depósitos fluviales aluviales y conos de deyección	28 a 32	Limos arenas y gravas	Media-Alta por porosidad intergranular	Acuíferos. libres de productividad alta, abundantes pozos de captación (1) y manantiales. Transmisividad aprox.: 10^{-2} - 10^{-4} .
	Abanicos Aluviales antiguos	27	Arenas feldespáticas y cantos.	Media-Baja, por porosidad intergranular.	Acuíferos libres, de productividad media.
CRETÁCICO INF- PALEÓGENO	Calizas de la Guácara	26	Calizas masivas karstificadas.	Alta por karstificación	Acuíferos libres, con productividad media o media-alta
	Calizas de Hatillo	16	Calizas masivas karstificadas	Alta por karstificación	Acuíferos libres, localmente confinados, con productividad alta
CRET. SUP- PALEOGENO	Fms. Las Lagunas-Las Guayabas, Don Juan, y Loma Caballero	21 a 25	Grauvacas, areniscas, lutitas, y conglomerados	Baja, por porosidad intergranular y fisuración.	Sin acuíferos significativos
JURÁS. SUP. CRETÁC. SUP.	Fms Loma la Monja, Los Ranchos, Amina-Maimón. C. Duaret y Gr. Tiro	2 a 15 y 17 a 20	Rocas volcánicas y volcanoclásticas, localmente rocas ígneas.	Baja por fisuración	Acuíferos libres, con circulación asociada a zonas de fractura.
JURÁS SUP CRETÁC IN	Fm. Loma Caribe	1	Peridotitas serpentinizadas	Baja por fisuración	Acuíferos libres o confinados, con circulación limitada a zonas fracturadas

Fig 7.1.1. Cuadro resumen de las unidades hidrogeológicas (hoja de Fantino).

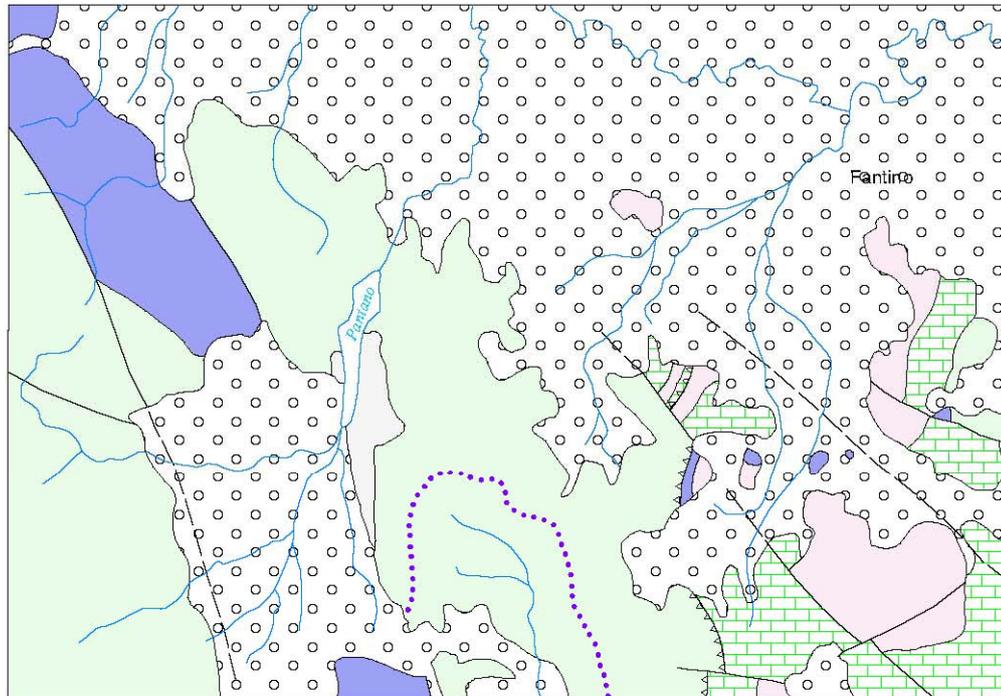
- *Formaciones porosas, con intercalaciones limo-arcillosas, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad media localmente alta, que pueden ser relativamente productivos por su extensión: llanura aluvial.*
- *Formaciones carstificadas, de permeabilidad alta, de alta o media productividad por su extensión: calizas del Hatillo (productividad alta) y calizas de la Guacara (productividad media).*
- *Formaciones detríticas, fisuradas y porosas, de permeabilidad media-baja, de media o baja productividad según su extensión: Fm Loma Caballero (productividad media), conglomerados de Don Juan (productividad baja).*
- *Formaciones detríticas, fisuradas, poco porosas, de permeabilidad baja y baja productividad, salvo localmente zonas fracturadas: Fm Las Lagunas-Las Guayabas.*
- *Formaciones volcánicas o volcanoclásticas de baja permeabilidad, sin acuíferos significativos salvo, localmente, en zonas muy fracturadas y fisuradas: Fm Duarte, Asociación Loma de la Monja, Fm Tireo. Esquistos de Amina-Maimón y Fm los Ranchos.*
- *Formaciones ígneas de baja permeabilidad, sin acuíferos significativos salvo, localmente en zonas muy fracturadas y fisuradas: Fm loma del Caribe.*

Según las mediciones realizadas por ACUATER (2000), la transmisividades medias en los acuíferos que albergan las formaciones cuaternarias más permeables varían entre 10^{-2} a 10^{-3} m²/s. Por lo que se refiere al análisis de las variaciones piezométricas en el tiempo, los mínimos se observan esencialmente alrededor del mes de Mayo (entre Marzo y Agosto) y los máximos tienen mayor frecuencia en Septiembre y se sitúan esencialmente entre este mes y Diciembre. Las variaciones anuales son generalmente muy reducidas (en su mayoría inferiores a 1 m).

El análisis de las aguas subterráneas ha determinado una composición bicarbonatada-alcalino térrea para las aguas típicas de la recarga regional, que aún aumentando su contenido salino a lo largo de su recorrido, mantienen generalmente valores de salinidad inferiores a 1 g/l. En áreas litológicamente independientes sin conexión regional, las aguas tienen una composición bicarbonatada-alcalina. En las proximidades de la costa, fuera de la

zona de estudio, la composición pasa a ser clorurado-alkalina, por interacción de las aguas dulces subterráneas y el agua marina.

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO



Escala 1:200.000

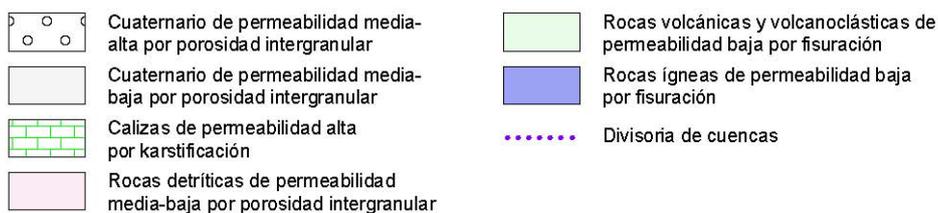


Fig. 7.1.2. Esquema Hidrogeológico de la Hoja de Fantino

7.2. Recursos minerales

La Hoja de Fantino alberga gran número y tipos de rocas con potencial minero, tanto de minería metálica, como para rocas de uso industrial. Posiblemente los metalotectos de mayor interés se relacionan con las rocas del Cinturón Intermedio (peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe, y Esquistos de Amina-Maimón), con potencialidad tanto en minería metálica, como en rocas de uso industrial. Los materiales de la Cordillera Central están escasamente representados, no obstante son rocas con indudable potencial minero.

En la Cordillera Oriental el metalotecto más importante a escala regional, es la Formación Las Ranchos, que aflora muy reducidamente en el borde oriental de la hoja, por lo que su potencial para albergar yacimientos en esta hoja se considera escaso.

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	0359338	2108744	Amina-Maim.	Metavolcanita	Intermitente	Medio	Arm
2	0401000	2081300	Amina-Maim	Metavolcanita	Abandonada	Pequeño	Arm
3	0354764	2112362	Amina-Maim	Metavolcanita	Abandonada	Pequeño	Arm
4	0351668	2114851	Amina-Maim	Metavolcanita	Abandonada	Medio	Arm
5	0362680	2101570	Hatillo	Calizas	Abandonada	Pequeño	Arm
6	0361850	2101570	Las Lagunas- Las Guayaba	Pizarras	Intermitente	Medio	Arm
7	0343080	2104680	Constanza	Brechas líticas	Intermitente	Medio	Arm
8	0365345	2112768	Loma Caballero	Grauvacas y calizas	Abandonada	Medio	Arm
9	0365382	2113727	Loma Caballero	Tufitas y brechas	Activa	Medio	Arm
10	0360033	2106478	La Guácara	Calizas	Abandonada	Medio	Arm
11	0351341	2107091	Cuaternario	Arenas y gravas	Activa	Grande	Arm
12	0351890	2107550	Cuaternario	Arenas y gravas	Activa	Grande	Arm
13	0350569	2102178	Loma Caribe	Peridotitas	Abandonada	Grande	Arm

Cuadro 7.2.1. Indicios de rocas industriales de la hoja de fantino.

En el cuadro adjunto se registran los puntos que han tenido o tienen actividad para el aprovechamiento de diversas rocas, así como su situación y reservas estimadas.

Buena parte de los materiales extraídos, es utilizado en la proximidad de las explotaciones para acondicionamiento de pistas, caminos y carreteras, como sucede por ejemplo en las canteras sobre la Fm Loma Caballero en las proximidades de Fantino, y las situadas sobre los Esquistos de Amina-Maimón ubicadas junto a los pueblos de El Hoyo, Comedero etc.

Las explotaciones de mayor interés en la Hoja, son sin duda las canteras de áridos situadas en el paraje de Cañabón, en las colas del embalse de Rincón.

7.2.1. Descripción de las sustancias

Todos los indicios referenciados pertenecen a pequeñas o medianas labores de extracción de materiales utilizados como áridos. En función de la naturaleza de las rocas explotadas se pueden agrupar en:

- Canteras de peridotitas: explotan las peridotitas serpentinizadas de la Fm Loma Caribe. Se utilizan para firme de caminos y carreteras. Hay una explotación abandonada en el borde sur de la Hoja, junto al pueblo de Jayaco, sobre una antigua explotación minera que se extiende hacia el sur por la Hoja de Bonaó.
- Canteras de metavolcanitas: se localizan cuatro canteras sobre materiales volcánicos de Los Esquistos de Amina-Maimón, la más importante de ellas, y la única activa junto al pueblo de El Hoyo. Otra cantera se localiza sobre las brechas volcánicas líticas de la Fm Constanza. Se utilizan para acondicionamiento y arreglo de la red viaria local.
- Canteras de calizas: existen dos explotaciones de calizas, ambas inactivas. La primera sobre las calizas de Hatillo, en el borde sur de la Hoja, junto al pueblo de Sabana. La segunda sobre las calizas de la Guacara, dos kilómetros al este de Comedero Arriba. Ambas se han utilizado para la obtención de áridos.
- Canteras de grauvacas: corresponden a dos canteras localizadas en las proximidades de Fantino, una de ellas activa, de donde se extrae piedra para el acondicionamiento de la red viaria local, y de relleno en pequeñas obras.
- Canteras de arenas: se incluye en este apartado las canteras de arenas feldespáticas del paraje de Cañabón, de donde se extrae arenas feldespáticas, que se utilizan para la fabricación de piezas prefabricadas de hormigón.

7.2.2. Potencial Minero

Los diferentes litotectos aflorantes aunan un potencial minero importante, tanto en lo referente a minería metálica, como a rocas industriales. A escala regional los materiales con mayor potencial minero, son las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos, en la Cordillera Oriental, y si bien estos materiales están escasamente representados en la Hoja de Fantino, no hay que olvidar que son asiento de la mina de Pueblo Viejo, sin duda la mayor mina de oro de Santo Domingo, y una de las más importantes del mundo. La mina de Pueblo Viejo es un yacimiento epitermal de alta sulfuración de Au-Ag, que entre los años 1975 y 2000 en los que se explotó la parte oxidada del yacimiento, produjo cerca de 5.5 Moz de oro y 25 Moz de plata. En cuanto a la parte sulfurada, los cálculos más recientes indican reservas de 200 Mt @ 2.95 g/t Au et 18 g/t Ag, o sea, cerca de 20 Moz de oro y más de 100 Moz de plata.

Dentro de la Hoja de Fantino, las rocas de la Cordillera Oriental, tienen poco interés desde el punto de vista de la minería metálica, salvo como ya hemos indicado los materiales de la Fm Los Ranchos, si bien estos están escasamente representados. Destacan como rocas de valor industrial y posiblemente ornamental, las calizas de Hatillo, las cuales se explotan como aridos de machaqueo al sur de Sabana, fuera ya de la Hoja.

Las rocas de la Cordillera Central, y en concreto los basaltos del Grupo Duarte, son un claro metalotecto en cobre, y en el campo es frecuente ver pequeñas fracturas con minerales secundarios de cobre.

Las rocas del Cinturón Intermedio son especialmente aptas para minería metálica, destaca dentro de la Hoja los tramos basales de los Esquistos de Amina-Maimón, que aparecen muy gossanizados. Todas las rocas de la Cordillera Central y del Cinturón Intermedio, tienen además indudable interés como roca de uso industrial para áridos, y algunas de ellas como las serpentinitas de Loma Criba, como roca ornamental.

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades antrópicas destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio

ocupa un lugar relevante, pues proporciona un conocimiento fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación pone de manifiesto otros recursos potencialmente utilizables que, empleados de forma racional y ordenada, pueden resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, el patrimonio geológico, sino también estudiarlo en detalle, para así difundir el conocimiento que encierra y crear conciencia de su conservación.

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Lugar de Interés Geológico (L.I.G.), como un recurso natural no renovable, donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en un área.

En este sentido, es conveniente la realización de un inventario de Lugares de Interés Geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos o turísticos. Por tanto, contenido, posible utilización y nivel de significado definen un L.I.G., que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

8.1. Relación de los L.I.G.

La Hoja de Fantino, es especialmente interesante para el estudio de los materiales de la Cordillera Oriental, sobre todo lo que concierne a las relaciones entre los materiales cretácicos y paleógenos. También están muy bien representados los materiales del Cinturón Intermedio, tanto los Esquistos de Amina-Maimón, como las peridotitas y serpentinitas de la Fm Loma del Caribe, si bien las únicas observaciones posibles se refieren a aspectos descriptivos, que afectan a su naturaleza, textura, deformación, etc. Se proponen dos L.I.G., el primero a) es una cantera al SE de Fantino, donde se observa un buen corte de la Fm Loma Caballero en el frente de explotación de la misma, y el segundo b) un itinerario geológico en el se pueden hacer observaciones puntuales a escala de afloramiento para reconocer la naturaleza y deformación de los distintos materiales paleógenos y cretácicos, y comparar entre ellos. El itinerario se propone por la ladera oriental de la Loma del Diviso, que es el punto más elevado del borde SE de la Hoja, lo que permite buenas visualizaciones del paisaje y hacerse una idea de la geología de la zona. El acceso al primer punto, así como el itinerario del segundo son fáciles, siempre por carretera o pista.

8.2. Descripción de los Lugares

Se describen los L.I.G. considerados, que, como se ha señalado anteriormente, consisten el primero en un punto, y el segundo en un itinerario básico por la Hoja, con paradas en los escasos afloramientos de calidad que existen en ella. El interés del primero de ellos es puramente estratigráfico, mientras que el segundo tiene un cierto interés estratigráfico y sobre todo estructural. Por su posible utilización el primero se puede catalogar como didáctico y científico, mientras que el segundo es de carácter científico, y en menor medida, turístico. El ámbito de influencia del primer L.I.G, es local, y el segundo regional.

8.2.1. L.I.G. I. Observación puntual

El punto considerado como L.I.G I, es una pequeña cantera situada a 2 Kilómetros al SE de Fantino, entre dicha localidad y La Piedra, de donde se extrae piedra para construcción y mejora de caminos. El acceso a la cantera desde Fantino, es a través de la carretera a Aguas Sacras, por la que hay que desplazarse 2Km, donde existe una cancela, que da acceso a un carril de tierra hacia el S, que con un recorrido de unos 200 metros lleva directamente a la cantera. Las coordenadas de este punto son 0365382/2113727. La cantera se asienta sobre materiales de la Fm Loma Caballero, que aquí se encuentran en disposición horizontal, y esta formado por una secuencia eminentemente grauváquica de grano grueso, en la que se observa una intercalación de una capa basáltica de 1m de espesor. El techo del frente, culmina en una secuencia de niveles de grauvacas que intercala niveles centimétricos de calizas micríticas fosilíferas de color gris.

8.2.2. L.I.G.II. Itinerario geológico

El segundo L.I.G, considerado, es un itinerario que atraviesa los materiales paleógenos y cretácicos, en el que se observa su naturaleza, y sus relaciones tectónicas. El itinerario se puede comenzar al sur de Fantino, en el pueblo de Comedero Arriba, donde se toma la pista de tierra que conduce a la Majagüa, Los Cascajales y Los Palmaritos. En las proximidades de Los Cascajales se puede ver la Fm Loma Caballero y los conglomerados de Don Juan, que aquí se disponen en posición normal, con rumbos próximos a E-O, y buzando suavemente hacia el norte; en estos materiales no se observa ninguna deformación penetrativa. Una vez vistos los mencionados conglomerados, que dan un pequeño resalte en el terreno con buenas vistas, comienza la bajada al pueblo de los Palmaritos, y la pista

corta a la Fm Las Lagunas-Las Guayabas, que aquí la constituye una alternancia centimétrica de lutitas oscuras y arenitas localmente carbonatadas de grano fino. Estos materiales aparecen aquí en una amplia zona de charnela sinesquistosa, en la que se observa una linación de intercesión próxima a la horizontal. La esquistosidad presenta rumbos próximos a N150-160° E y buzamiento subvertical.

Un poco antes de llegar al pueblo de Los Palmaritos, hay un cruce de camino, en el que hay que tomar hacia el oeste, hasta llegar al pueblo de Sabana, donde se retoma la carretera principal, que conecta con Comedero Arriba y Fantino.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ACUATER (2000):** Estudio Hidrogeológico Nacional. Planicie Costera Oriental. Mapas y Memoria. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- BARRETT, T.J. Y MACLEAN, W.H., (1999):** Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, N° 8: 101-131.
- BELLON, H., VILLA, J.M., MERCIER DE LEPINAY, B., (1985):** Chronologie K- Ar et affinités geoquimiques des manifestations magnétiques au crétacé et au paléogène dans L'île D'Hispaniola. En Geodynamique des Caraïbes (ed.)Technip
- BLESCH, R.R. (1966):** Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250.000.
- BLOOMER, S.H., TAYLOR, B., McLEAD, C.J., STERN, R.J., FREYER, P., HAWKINS, J.W., JOHNSON, L., (1995):** Early arc volcanism and the ophiolitic problem: A perspective from drilling in the western Pacific. En B. Taylor, J. Natland (eds.). Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Geophysical Monograph, 88, 1-24.
- BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antillas); Thesis Doctoral. Université Pierre et Curie, Paris, 215 pp
- BOURDON, L. (1985):** La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola,Grandes Antilles); Un arc insulaire Crétacé polystructure. Teasis Doctoral, Universidad Marie y Pierre Curie, Paris, 203 pp._
- BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. Ph. D. Thesis, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 pp.
- BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En H. Hess (ed.). Caribbean geological investigations, Geological Society of America, 98, 11-84.
- BOWIN, C. (1975):** The geology of Española. En: Naim, A., Stehli, F., (ed.), The ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean, Vol. 3. New York, Plenum Press, 501-552.
- BRIQUEAU, L., BOUGAULT, H. AND JORON, J.L., (1984):** Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. Earth and Planetary Science Letters, 68: 297-308.

- BROUWER, S.B. y BROUWER, P.A. (1982):** Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. 9ª Conferencia Geológica del Caribe, Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, 1: 303-322
- BURKE, K.; FOX, P.J. y SENGOR, M.C. (1978):** Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.
- BURKE, K.; GRIPPI, J. y SENGOR, M.C. (1980):** Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research*, 88: 375-386.
- CONTRERAS, F, ARDEVOL, LI., GRANADOS, L., CALVO, J.P., ESCUDER VIRUETE, J., ESCUER, J., FLORIDO, P., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L. MORTENSEN, J.K., ULRICH, T. y FRIEDMAN R., (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Jicomé (5973-IV). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 158 pp.
- CRAWFORD, A.J., FALLON, T.J., GREEN, D.H. (1989):** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En A.J. Crawford (ed.). *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman, London, 1-49.
- CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE) (1999):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- DECKER, J. (1985):** Sandstone modal analysis procedure. Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Survey, Public Data File Report, PDF 85-3a
- DE LA FUENTE, S. (1976):** Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 pp.
- DE ZOETEN, R., (1988):** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic: Austin, University of Texas, 299 pp.
- DE ZOETEN, R. y MANN, P. (1991):** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, and J. Lewis (eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola*. Geological Society American Special Paper 262, 265-279
- DICKINSON, W.R. y SUCZEK, C.A. (1979):** Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182
- Servicio Geológico Nacional (SGN) y BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA**

-
- DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa Geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000
- DIXON T.H. Y DAILY M.I. (1981):** - Analysis of a SEASTAT-SAR image of the northeastern Dominican Republic, Paris, France, Photo-Interpretation, v.5, p. 4.3-4.7.
- DOLAN, J.F., MANN, P., De ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J., MONECHI, S., (1991):** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 217-263
- DOLAN, J.F. (1998):** Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Ph.D. Thesis, University of California, Santa Cruz, 235 pp
- DOLAN, J.F., MANN, P. (1998):** Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper 326, 174 pp.
- DOLAN, J. F., MULLINS, H. T., D, J. WALD, (1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En J.F. Dolan, P. Mann, (eds). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone, Geological Society of America Special Paper 326, 174p, 1-61
- DOMÍNGUEZ, H.S. (1987):** Geology, hydrothermal alteration and mineralization of the El Recodo porphyry copper prospect south-eastern Dominican Republic: Tesis Doctoral ,Washington, D.C., George Washington University, 203 pp.
- DONNELLY, K., BEETS, D.,CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J., MAURY, R., SCHELLENKENS, H., SMITH,A.L., WADGE. G., WESTERCAMP.D., (1990).** History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G., Case, J. (Eds), The Caribbean Region. Vol. H. The Geology of North America. Geological Society of America, 339–374.
- DONNELLY, K., GOLDSTEIN, S., LANGMUIR, C., SPIEGELMAN, M., 2004.** Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. Earth Planetary Science Letters 226, 347-366.
- DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1982):** Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic. En Amigo del Hogar (ed.). Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana, 53-64.

-
- DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991):** Metamorphics belts in Central Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española. Geological Society of America Special Paper, 262, 29-46.
- DRAPER, G., GUTIERREZ, G. y LEWIS, J.F. (1995):** Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Hispaniola: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. Transactions, 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, Trinidad Tobago.
- DRAPER, G., GUTIERREZ, G. y LEWIS, J.F. (1996):** Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24 (12), 1143-1146. Draper, G., Gutiérrez-Alonso, G., 1997. La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.
- DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997):** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.
- DRAPER, G., MANN, P., y LEWIS, J.P., (1994).** En: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (ed.), Caribbean Geology: An introduction. Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- DRUMMOND, M.S. Y DEFANT, M.J., (1990).** A model for trondhjemite-tonalita-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.
- EDGAR, N.T. (1991):** Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. En P. Mann, G. Draper, and J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262. 281-299.
- ESCUDE R VIRUETE, J., 2004.** Petrología y Geoquímica de Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Sysmin): Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero. Informe Complementario al Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000. IGME-BRGM-INYPSA, Santo Domingo, 130 pp.
- ESCUDE R VIRUETE, J., (2004):** Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

- ESCUDE-IRUETE, J.; CONTRERAS, F.; JOUBERT, M.; URIEN, P.; STEIN, G.; LOPERA, E.; WEIS, D.; ULLRICH, T, y PEREZ ESTAÚN, A. (2007).** La secuencia magmática jurásico superior-cretácico superior de la Cordillera Central, República Dominicana. Boletín Geol. Min. Vol 118. Nº 2, pp 243-267.
- ESCUDE-IRUETE, J.; HERNALZ HUERTA, P.P.; DRAPER, G.; GUTÍERREZ-ALONSO, G.; LEWIS, J.F. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002):** El metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. En A. Pérez-Estaún, I. Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernalz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37; 123- 162.
- ESCUDE IRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., ULLRICH T.D., MORTENSEN, J. y PEREZ ESTAÚN, A., (2006a).** Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. Journal of Structural Geology, 28, 1496-1519.
- ESCUDE IRUETE, J., DIAZ NEIRA, A., HERNALZ HUERTA, P.P., MONTHEL, J., GARCIA SENZ, J., JOUBERT, M., LOPERA, E., ULLRICH, T., FRIEDMAN, R., MORTENSEN, J y PEREZ ESTAÚN (2006b).** Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. Lithos, 90, 161-186.
- ESCUDE IRUETE, J., PEREZ ESTAÚN, A., CONTRERAS, F., JOUBERT, M., WEIS, D., ULLRICH, T.D., SPADEA, P., (2007a).** Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. Journal of Geophysical Research. 112, B04203. doi: 10.1029/2006JB004323.
- ESCUDE IRUETE, J. CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., PEREZ ESTAÚN, A., FRIEDMAN, R., ULLRICH, T.D., (2007b).** Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. Lithos 99, 151-177. doi: 10.1016/j.lithos.2007.01.008.
- ESCUDE IRUETE, J., JOUBERT, M., URIEN, P., FRIEDMAN, R., WEIS, D., ULLRICH, T. y PEREZ ESTAÚN (2008a).** Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. Lithos, 104: 378-404. doi:10.1016/j.lithos.2008.01.003

-
- ESCUDE R VIRUETE, J., PEREZ ESTAÚN, A. y WEIS, D. (2008b).** Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Herat Sciences*. doi: 10.1007/s00531-007-0253-4.
- ESPAILLAT, J., BLOISE, G., MACVEIGH, J.G y LEWIS J.F., (1989):** Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. En D.K. Laure, G. Draper (eds.). *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*.
- FALCONBRIDGE DOMINICANA (1988):** Preliminary discussion of results. Cordillera Oriental Project, 2 de Mayo de 1988, 6 pp. Cordillera Oriental Project, 15 de Julio de 1988, 25 pp. Centro de Documentación. Dpto. de Exploraciones Falconbridge Dominicana (Informe interno).
- GARCÍA SENZ, J., (2004):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6472-III (Rincón Chavón) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- GARCIA SENZ, J., MONTHEL, J.; DIAZ DE NEIRA, J.A.; HERNAIZ HUERTA, P.P.; CALVO, J.P y ESCUDER-VIRUETE, J. (2007).** Estratigrafía del Cretácico Superior de de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geol. Min. Vol. 118. N° 2*, pp 269-291.
- GARCIA SENZ, J., MONTHEL, J.; DIAZ DE NEIRA, J.A.; HERNAIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER-VIRUETE, J. y PEREZ ESTAÚN A. (2007).** La estructura de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geol. Min. Vol. 118. N° 2*, pp 293-311.
- GOMEZ SAINZ (2000).** Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Constanza (6072). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 230 pp.
- HARDING T.P. Y LOWELL J.D. (1979):-** Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 1016-1058.
- HERNÁNDEZ, J.B. (1980):** Geología preliminar del area « El Valle », Provincia El Seybo, Republica Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, Republica Dominicana. *Memorias*, vol 2, p. 675-680.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

-
- HERNAIZ HUERTA, P.P. y DRAPER, G. (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-II (Villa Altigracia) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- HOLBEK, P.,; DAUBENY, P., H., (2000):** Geology of the San Antonio Concession, Dominican Republic. En, R. Sherlock y M.A.V. Logan (eds). VMS Deposits of Latin America. Geological Society of Canada (Mineral Deposits Division) Special Publication N° 2. 197-212
- JENNER, G.A. Y SWINDEN, H.S., (1993):** The Pipestone Pond Complex, central Newfoundland: complex magmatism in an eastern Dunnage Zone ophiolite. Canadian Journal of Earth Sciences, 30: 434-448.
- JENSEN, L.S. (1976):** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 6
- JOLLY, W.T., LIDIAK, E.G., DICKIN, A.K., WU, T.W., 2001.** Secular geochemistry of Central Puerto Rican island arc lavas: constraints on mesozoic tectonism in the eastern Greater Antilles. Journal of Petrology 42, 2197-2214.
- JOLLY, W.T., LIDIAK, E.G., DICKIN, A.P., 2006.** Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles island arc). Geologica Acta 4, 35-62.
- JOUBERT, M., URIEN, P., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, C., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T.D., FRIEDMAN, R., 2004.** Mapa Geológico Rep Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo. 192 pp.
- KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D. THIRWALL, M. F. y SINTON, C. (1997a):** Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. Journal of Petrology, 38, 677-702.
- KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D., (1997b):** The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. En J.J. Mahoney y M.F Coffin. (eds.). Large Igneous Provinces. American Geophysical Union Monograph.
- KERR, A.C., ITURRALDE-VINENT, M.A., SAUNDERS, A.D., BABBS, T.L., AND TARNEY, J., 1999.** A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a

geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. Geological Society of America Bulletin 111, 1581–1599

KESLER, S.E.; RUSSELL, N.; POLANCO, J.; McCURDY, K. y CUMMING, L. (1991a):

Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis (eds.) Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262. 187- 202 pp.

KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRÍGUEZ, A., FONDEUR, L. (1991b):

Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.), Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 173-185.

KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., SMITH, C.N., HALL, C.M., AND ALLEN, C.M. (2005a).

Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists.

KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., ALLEN, CH.M. (2005B).

Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. Geological Society of America Bulletin 117, 987-995.

KESLER, S.E.; SUTTER, J.F.; BARTON, J.M. y SPECK, R.C. (1991c):

Age of Intrusive Rocks in Northern Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.) Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 165-172.

KOSCHMANN, A.H., GORDON, M., (1950):

Geology and mineral resources of the Maimon Hatillo District, Dominican Republic. US Geological Survey Bulletin, N° 964.

KROGH, T. E., (1982):

Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, p. 637-649.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C.,

HERNANDEZ, J., LOUBET, M., (1997): Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. Journal of Geology, 105, 111-120.

LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J.,

MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., De LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER, F. AND SENEBIER, F. (2000). Multiple

- plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research* 105, 8403-8421.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, (1999):** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: *Journal of Geology* 107, 193-207.
- LEBRON, M.C. Y MANN, P. (1991):** Geologic Map of the Eastern Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.) *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, 401.
- LEBRÓN, M.C. y PERFIT, M.R. (1993):** Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc. *Journal of Geology*, 101, 389-396.
- LEBRÓN, M.C. y PERFIT, M.R. (1994):** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.
- LEWIS, J.F., (1982a):** Granitoid Rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- LEWIS, J.F., (1982b):** Ultrabasic and associated rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995).** Geochemistry and petrotectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. *Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans*, A-227.
- LEWIS, J.F., ASTACIO, V.A., ESPAILLAT, J., AND JIMÉNEZ, J., 2000,** The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: the Cerro de Maimon, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits, *in* Sherlock, R., et al., eds., *VMS deposits of Latin America*: Geological Society of Canada Special Publication 2, p. 223–249
- LEWIS, J.F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAI HUERTA GUTIERREZ, G., DRAPER, G., PEREZ-ESTAUN, A., (2002):** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. En A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A.

- García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*. 37, 81-22.
- LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J. Y JIMÉNEZ, J., 2006**, Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta*, 4, 237-263.
- LEWIS, J.F., JIMENEZ, J.G., (1991)**: Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En P. Mann, G. Draper y J.F. Lewis (eds.) *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 115-142.
- LEWIS, J.F., y DRAPER, G., 1990**. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E., (ed.). *The Geology of North America*, Vol. H, The Caribbean region. Geological Society of America, 77-140.
- LEWIS, J.F., AMARANTE, A. BLOISE, G. JIMENEZ, J.G., DOMINGUEZ, J. (1991)**. Lithology and stratigraphy of Upper cretaceous rocks volcanic and volcanoclastic rocks of the Tireo Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord with Haiti. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (ed.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.
- LISTER, G.S. Y SNOKE, A.W., (1984)**: S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 617-638
- LUDEN, J., GELINAS, L. AND TRUDEL, P. (1982)**: Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Science*, 19: 2276-2287.
- LUDWIG, K.R., (1980)**: Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, p. 212-220.
- LUDWIG, K.R., (2003)**: Isoplot 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4
- MANN, P.,(1983)**: Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Thesis. New York University, Albany, 688 pp. (Inédito).
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., (eds.), (1991a)**: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., (eds.), (1991b)**: An overview of the geologic and tectonic development of Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.).

- Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.
- MANN, P.; BURKE, K. y MATSUMOTO, T. (1984):** Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. Earth and Planetary Science Letters, 70: 311-324.
- MARCHESI, C., GARRIDO, C.J., GODARD, M., PROENZA, J.A., GERVILLA, F., BLANCO-MORENO, J., 2006.** Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba). Contribution to Mineralogy and Petrology 151, 717–736
- MARTÍN FERNÁNDEZ, M. y DRAPER, G. (2000):** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-I (Hatillo). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- MEMORIA GEOQUÍMICA ROCAS IGNEAS Y METAMÓRFICAS.** Página 39 de 42 República Dominicana Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Cartografía Geotemática. Proyecto Sysmin.
- MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 pp. (Inédito).
- MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., LEWIS, J.F., SCHELLEKENS, J., (1994):** Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. Tectonics, 13, 725-732.
- MONTGÓMERY, H., PESSAGNO, E. A. (1999).** Cretaceous microfauas of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. Caribbean. En: Mann, P. (ed.), Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4 (10), 237-246.
- MONTHEL, J. (2004):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6372-II (El Seibo) y Memoria correspondiente. Proyecto L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- NELSON C.E. (2000):** Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. Mineralium Deposita, 35: 511-525.
- PALMER, H.C. (1979).** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle (ed.), Tectonic Focal Point of the North Caribbean; Española. Miami Geological Society. 29-68.
- PARRISH, R. R., RODDICK, J. C., LOVERIDGE, W. D. Y SULLIVAN R. W., (1987):** Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological

- Survey of Canada; Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.
- PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En R.S Thorpe (ed.). Andesites, John Wiley and Sons, 525-548
- PEARCE, J.A. y HARRIS N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984):** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, vol.25, 956-983.
- PEARCE, J.A., BAKER, P.E., HARVEY, P.K., LUI, W., (1995).** Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. *Journal of Petrology* 36, 1073–1109.
- PEREZ ESTAÚN, A. HERNAIZ HUERTA, P.P., LOPERA, E., JOUBERT, M., y grupo SISMYN (2007).** Geología de la República Dominicana: de la construcción de arcos-islas a la colisión arco-continente. *Boletín Geol. Min.* Vol. 118. Nº 2, pp 157-173.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; TAVARES, I.; GARCÍA CORTES, A. y HERNAIZ, P.P., Eds. (2002):** Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*; 37: 77-80.
- PINDELL, J. L., BARRETT, S. F., (1990):** Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En G. Dengo y J.E. Case (eds.). *The Caribbean*, Volume H, Decade of North American Geology. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 404-432.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L., MARESCH, W.V., STANEK, K.P., DRAPER, G., HIGGS, R. (2005).** Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Lallemand, A. and Sisson V.B. (Eds.), *Caribbean-South American plate interactions*. Geological Society of America Special Paper 394, 7-52.
- PROENZA, J.A., ZACCARINI, F., LEWIS, J.F., LONGO., GARUTI, G. (2007).** Chromium spinel composition and the platinum group minerals from the PGE rich Loma chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic: *Canadian Mineralogist*: v. 45, p.631-648.
- PLATT, J.P., VISSERS, R.L.M., (1980):** Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology* 2, 397-410.
- RAMSAY, J.G. (1967):** Plegamiento y fracturación de rocas. McGraw Hill-Herman Blume Ediciones.

-
- RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T., DePAOLO D.J., (1998):** Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): 117-152.
- RODDICK, J. C., (1987):** Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, p. 2129-2135.
- ROSENCRANTZ, E.; ROSS, M.I. y SCLATER, J.G. (1988):** Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 93, 2141-2157.
- RUSSELL, N. y KESLER, S.E. (1991):** Geology of the Maar-Diatreme Complex Hosting Precious Metal Mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper y J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper 262, 203-215.
- SHERVAIS, J.W. (1982):** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, 101-118.
- SILVESTER, A.G. (1988):** Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703
- SINTON, C.W., DUNCAN, R.A., DENYER, P., (1997):** Nicoya Peninsula, Costa Rica: a single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B7), 15507– 15520.
- SMILEY, J., (1982):** Cretaceous plants from the Dominican Republic. Compañía Rosario Dominicano S.A., República Dominicana. Informe interno (Inédito).
- STACEY, J. S. Y KRAMERS, J. D., (1975):** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.
- SUN, S.S., McDONOUGH, W.F., (1989):** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En A.D. Saunders, M.J.Norry, (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42, 313-345.
- TATSUMI, Y., HAMILTON, D.L., NESBITT, R.W., (1986):** Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litho-sphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29, 293–309.
- TAYLOR, R.N. Y NESBITT, R.W., 1995.** Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie,

- J.L. (ed.), Volcanism associated with extension in consuming plate margins. Geological Society London Special Publication, 81, 115-134
- TCHALENKO, J.S., (1968):** The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 159-174.
- THEYER, P., (1983):** An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geological Society American Bulletin*, 94, 1438-1441.
- THIRLWALL, M. F., (2000):** Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.
- URIEN, P., JOUBERT, M., ARDEVOL, LI., BOURDILION, Ch., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULRICH, T. and FRIEDMAN, R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Dajabón (5874-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 231 pp.
- WILSON, R.A. (2000):** Geology of the Popelogan Lake – Lost Pine Lake Area, Restigouche Country, New Brunswick. *In Current research 1999*. Edited by B.M.W. Carroll. New Brunswick Departemenet of Natural Resources and Energy, Minerals and Energy Division. Mineral Resource Report 2000-4: 91-98.
- WINCHESTER J.A. y FLOYD, P.A. (1977):** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, 325-343.
- WINSLOW, M.A.; GUGLIELMO, G. Jr.; NADAI, A.C.; VEGA, L.A. y McCAAN, W.R. (1991):** Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.). Geological Society of America Special Paper, 262: 301-313.
- WOOD, D.A. (1980):** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, 11-30.